

UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE
Faculté de génie
Département de génie civil et de génie du bâtiment

ÉTUDE COMPARATIVE DE LA PERFORMANCE DE DONNÉES
D'HUMIDITÉ DU SOL IN SITU ET SATELLITAIRES POUR LA
SIMULATION HYDROLOGIQUE

Mémoire de maîtrise

Génie civil

Vincent TREMBLAY

Sherbrooke (Québec), Canada

Juin 2020

MEMBRES DU JURY

Robert LECONTE

Directeur

Mélanie TRUDEL

Codirectrice

Marie-Amélie BOUCHER

Rapportrice

Richard ARSENAULT

Évaluateur externe

RÉSUMÉ

La prévision des débits en rivière permet aux secteurs de l'agriculture et de l'énergie comme la protection civile de faire une bonne gestion de la ressource en eau. L'humidité du sol est une variable clé dans la génération du ruissellement. L'arrivée de nouveaux satellites dotés de radars capables de monitorer l'humidité du sol permet de corriger l'état initial du modèle hydrologique. Certains chercheurs ont réussi à réduire de façon appréciable l'erreur (RMSE) de simulation sur les débits en ce sens, mais malgré ceci, il y a encore un besoin d'approfondir le sujet. Si on considère faire la mise à jour de l'état initial par le biais de données estimées, alors existe-t-il une source meilleure qu'une autre? La présente vise à faire l'évaluation du gain de la télédétection de l'humidité du sol pour la simulation hydrologique et d'en faire la comparaison d'avec l'utilisation de stations de mesure. Une méthodologie est développée afin de répondre à cet objectif. L'état dans le modèle hydrologique Hydrotel est mis à jour suivant les observations d'humidité du sol extraites de l'onde radar rétrodiffusée à la surface du sol en provenance du satellite Sentinel-1A doté d'un radar à synthèse d'ouverture en bande C. Un modèle par régression linéaire est construit en corrélant le signal radar rétrodiffusé à l'humidité de surface avec des observations obtenues d'un réseau de stations de mesure déployé sur deux bassins versants au Canada. L'humidité du sol en terres agricoles est estimée avec un RMSE de $0.030 \text{ m}^3/\text{m}^3$ lorsque la végétation est faible et avec un RMSE de $0.033 \text{ m}^3/\text{m}^3$ lorsque celle-ci est forte. Un modèle mathématique transforme ensuite cette humidité de surface (0-5 cm) à la zone racinaire (20 cm) et dépend uniquement de l'humidité de surface et du type de sol. Un RMSE moyen de $0.0319 \text{ m}^3/\text{m}^3$ est obtenu par rapport aux données mesurées. La mise à jour du modèle Hydrotel est donc possible par l'insertion directe de l'estimation faite pour ces deux profondeurs. Les résultats indiquent que la télédétection permet de réduire en moyenne le RMSE de 19% tandis que la réduction moyenne est de 22% lorsque la mise à jour est basée sur l'utilisation directe des stations. La performance du scénario impliquant Sentinel-1A est influencée par la proportion des terres agricoles au sein du bassin versant. Un moyen de pallier à ce problème serait l'utilisation d'un capteur radar pénétrant la canopée (par exemple en émettant un signal en bande L) comme c'est le cas du futur satellite NISAR qui sera lancé en 2022. De plus, la validation du modèle sur d'autres années est fortement suggérée pour évaluer avec certitude la méthodologie développée. Dans de futures collaborations, il serait souhaitable de tester la méthode sur différents bassins versants ayant des pourcentages et des répartitions différentes de terres agricoles afin de généraliser les résultats.

Mots-clés : humidité du sol, Sentinel-1A, insertion directe, Hydrotel, simulation hydrologique

DÉDICACE

*Je dédie cet ouvrage à ma mère qui m'a soutenu et encouragé durant toutes ces années d'études.
Qu'elle trouve ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.*

REMERCIEMENTS

Cette recherche a été appuyée financièrement par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Je voudrais premièrement remercier Robert Leconte et Mélanie Trudel pour m'avoir offert l'opportunité de contribuer aux avancées de la Chaire de recherche industrielle du CRSNG sur la valorisation des observations de la Terre en ressources hydriques. Je souhaite également les remercier pour leurs précieux conseils et encouragements. Je porte aussi mes remerciements envers l'Agence spatiale européenne (ESA) pour la diffusion gratuite des données radar Sentinel-1A, de la NASA pour les données MODIS et de l'Agence spatiale canadienne (ASC) pour le prêt d'équipement. Enfin, j'aimerais aussi souligner l'aide qui m'a été apportée de la part de mes collègues de travail du département de génie civil et de génie du bâtiment de l'Université de Sherbrooke.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
DÉDICACE	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES ACRONYMES	ix
CHAPITRE 1 — INTRODUCTION	1
1.1 Mise en contexte et problématique	1
1.2 Question de recherche	2
1.3 Objectifs du projet de recherche	3
1.4 Contributions originales	3
1.5 Plan du document	3
CHAPITRE 2 — ÉTAT DE L'ART	5
2.1 La télédétection radar de l'humidité du sol	5
2.1.1 Phénomène de diffusion du signal radar	5
2.1.2 Estimation de l'humidité du sol par télédétection	7
2.1.3 Effet de la végétation	9
2.2 Mesure <i>in situ</i> de l'humidité du sol	12
2.3 Extrapolation de l'humidité de surface à la zone racinaire	13
2.4 La télédétection de l'humidité du sol pour la simulation hydrologique	16
CHAPITRE 3 — SITES D'ÉTUDE ET DONNÉES	19
3.1 Sites d'étude	19
3.1.1 Bassin versant de la rivière Au Saumon	20
3.1.2 Bassin versant de la rivière Magog	22
3.2 Base de données du projet	24
3.2.1 Images Sentinel-1A	25
3.2.2 Images MODIS	26
3.2.3 Données d'humidité du sol <i>in situ</i>	27
3.2.4 Échantillons de sol et hauteurs de végétation	27

3.2.5	Données météorologiques	28
3.2.6	Données hydrométriques	28
CHAPITRE 4 — MÉTHODOLOGIE		29
4.1	Le modèle Hydrotel	29
4.1.1	La météorologie	30
4.1.2	Température du sol	30
4.1.3	L'évapotranspiration potentielle	31
4.1.4	Le bilan d'eau vertical	33
4.1.5	Le ruissellement	34
4.1.6	Le laminage	34
4.2	Calage du modèle Hydrotel	35
4.2.1	Ajustement aux modèles	36
4.3	Démarche de mise à jour de l'humidité du sol proposée	37
4.3.1	Modèle d'inversion du signal radar rétrodiffusé en humidité de surface	37
4.3.2	Extrapolation verticale de l'humidité de surface	38
4.4	Mise à jour de SM dans Hydrotel	38
4.5	Scénarios	40
4.5.1	Scénario Sentinel	40
4.5.2	Scénario Station	41
4.6	Critères de performance du modèle Hydrotel	42
CHAPITRE 5 — RÉSULTATS ET DISCUSSION		43
5.1	Modèle d'inversion du signal radar en humidité de surface	43
5.2	Extrapolation verticale de l'humidité de surface	46
5.3	Hydrogrammes	51
5.4	Validation	54
5.5	Discussion	57
5.5.1	Scénario Sentinel	57
5.5.2	Scénario Station	60
5.5.3	Étude approfondie des scénarios	64
CHAPITRE 6 — CONCLUSION		67
ANNEXE A – Sondes EC-5		70
ANNEXE B – Autres résultats		79

LISTE DES FIGURES

Figure 1 – Les différents modes de diffusion du signal radar (Kornelsen et Coulibaly, 2013) ..	5
Figure 2 – Modèle linéaire de (El Hajj et coll., 2017).....	10
Figure 3 – Conceptualisation de l’infiltration par Green-Ampt (Kale et Sahoo, 2011)	14
Figure 4 – Bassin versant de la rivière Saint-François	19
Figure 5 - Hydrogramme annuel moyen de la rivière Au Saumon (1970-2000)	20
Figure 6 – Bassin versant de la rivière Au Saumon	21
Figure 7 – Couverture du territoire (Au Saumon)	22
Figure 8 – Hydrogramme annuel moyen de la rivière Magog (1970-2000)	22
Figure 9 – Bassin versant de la rivière Magog	23
Figure 10 – Couverture du bassin.....	24
Figure 11 – Fonctionnement du modèle Hydrotel.....	30
Figure 12 – Le modèle CEQUEAU (a) et le modèle BV3C (b).....	33
Figure 13 – Production de SM par télédétection	37
Figure 14 – Passage MODIS 2018 (Terra à gauche et Aqua à droite)	39
Figure 15 – Spatialisation de SM aux UHRH (Magog à gauche et Au Saumon à droite)	41
Figure 16 – Modèle empirique global d’inversion du signal radar rétrodiffusé.....	43
Figure 17 – Modèle empirique d’inversion du signal radar rétrodiffusé (basé sur la hauteur de végétation)	44
Figure 18 – Types de sols principaux selon le USDA : GEB (rouge); ASC (bleu); RCI (vert) et MGO (jaune)	47
Figure 19 – Regroupement pédologique pour la mise à jour de l’humidité de la zone racinaire	48
Figure 20 – Séries temporelles pour l’estimation de SM à 20 cm de profondeur	50
Figure 21 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Au Saumon 2019)	52
Figure 22 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Magog 2019)	53
Figure 23 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Au Saumon 2018)	55
Figure 24 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Magog 2018)	56
Figure 25 – Dispersion des débits observés et simulés pour Au Saumon	Erreur ! Signet non défini.
Figure 26 – Dispersion des débits observés et simulés pour Magog.....	58

Figure 27 – Analyse de sensibilité du nombre de station dans la mise à jour de SM (Au Saumon)	62
Figure 28 – Analyse de sensibilité du nombre de station dans la mise à jour de SM (Magog)	63
Figure 29 – Bac de terre utilisé pour la validation de la précision sur la mesure d’humidité des sondes EC-5	72
Figure 30 – Erreur relative absolue 2D sur la mesure d’humidité :25 février (en haut), 8 mars (en bas)	72
Figure 31 – Valeurs de SM pour les différentes sondes (test du bac de terre)	73
Figure 32 – Comparaison entre SM mesurée au moyen de la sonde EC-5 et le test ASTM D2216	73
Figure 33 – Données d'humidité sur le bassin Au Saumon 2019 (en noir :0-5 cm vertical; en rouge : à 20 cm horizontal)	75
Figure 34 – Données d'humidité sur le bassin Magog 2019 (en noir :0-5 cm vertical; en rouge : à 20 cm horizontal)	76
Figure 35 – Déploiement des sondes d’humidité Magog 2019	77
Figure 36 – Déploiement des sondes d’humidité Au Saumon 2019	78
Figure 37 – Exemple d'image radar Sentinel-1A en polarisation VV	80
Figure 38 - Corrélation entre l’humidité du sol en milieu forestier et agricole	83
Figure 39 – Échéancier du projet de recherche	84

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 – Climatologie du bassin versant de la rivière Au Saumon.....	21
Tableau 2 – Climatologie du bassin versant de la rivière Magog	23
Tableau 3 – Les différentes équations d'ETP sous Hydrotel	32
Tableau 4 – Description des paramètres.....	32
Tableau 5 – Passages Sentinel-1A.....	39
Tableau 6 – Paramètres optimisés pour l’extrapolation de SM.....	48
Tableau 7 – RMSE obtenus suite à l’optimisation des paramètres	49
Tableau 8 – Facteurs de pondération des hydrogrammes de sortie (Au Saumon)	52
Tableau 9 – Facteurs de pondération des hydrogrammes de sortie (Magog).....	53
Tableau 10 – Validation de la démarche (Au Saumon).....	54
Tableau 11 – Validation de la démarche (Magog)	54
Tableau 12 - Scores des scénarios pour la période ultérieure au 1 juin.....	65
Tableau 13 – Suivi de la fonctionnalité des enregistreurs	71
Tableau 14 – Coordonnées géographiques des stations de mesures	74
Tableau 15 – Paramètres optimisés suite au calage (Au Saumon).....	81
Tableau 16 – Paramètres optimisés suite au calage (Magog).....	81
Tableau 17 – Fichier état bilan_vertical.csv du module bv3c	82
Tableau 18 – Propriétés hydrauliques des sols classés par texture (Rawls et coll., 1982)	83

LISTE DES ACRONYMES

Acronyme	Définition
ASC	Agence spatiale canadienne
CCT	Centre canadien de télédétection
EFF	Efficiency
EnKF	Ensemble Kalman Filter
ESA	European Space Agency
ETP	Évapotranspiration potentielle
INRS	Institut national de la recherche scientifique
IW	Interferometric Wide Swath
MELCC	Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques
MNE	Modèle numérique de terrain (DEM, <i>Digital Elevation Model</i>)
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer),
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NS	Nash-Sutcliffe
RMSE	Root Mean Square Error
RNCan	Ressources naturelles Canada
RSO	Radar à synthèse d'ouverture
SAC-SMA	Sacramento Soil Moisture Accounting
SIG	Système d'information géographique
SISCan	Système d'information sur les sols du Canada
SM	Humidité du sol (<i>Soil Moisture</i>)
SM _{20cm}	Humidité du sol à une profondeur de 20 cm (<i>Soil Moisture at a depth of 20 cm</i>)
SMOS	Soil Moisture Ocean Salinity
SMS	Humidité du sol près de la surface (<i>Soil Moisture at Surface</i>)
UHRH	Unité hydrologique relativement homogène
USDA	United States Department of Agriculture
WCM	Water Cloud Model, modèle du nuage d'eau

CHAPITRE 1 — INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte et problématique

L'humidité du sol (Soil moisture, 'SM'), qu'on appelle aussi teneur en eau du sol, est une variable centrale dans la répartition des masses d'eau et des flux d'énergie entre la surface terrestre et l'atmosphère. Elle joue un rôle clé dans la génération du ruissellement lors d'épisodes de pluie. En ce sens, il a été démontré par Brocca et coll. (2008) que la teneur en eau du sol d'un bassin versant tout juste avant une inondation contrôle fortement la sévérité de la catastrophe. Il est donc crucial d'avoir une estimation fiable de l'humidité du sol avant de tels événements pour réduire l'incertitude quant à leur prédiction. Les modèles hydrologiques offrent des solutions satisfaisantes pour estimer l'humidité du sol en surface (SMS) et dans les couches de sol sous-jacentes contribuant à l'écoulement en rivière. Ils sont utilisés en appui à la prévision des inondations, permettant de publier des alertes avec un délai de sécurité afin de procéder aux évacuations. Chen et coll. (2016) et Rodriguez-Fernandez et coll. (2018) ont démontré que le fait d'incorporer des mesures d'humidité du sol observées sur le terrain dans les modèles de ruissellement pouvait améliorer la simulation des débits en rivière. Cependant, les données d'humidité du sol recueillies sur le terrain demandent beaucoup de ressources (temps, argent et personnel qualifié) en plus de fournir une information qui, souvent, ne permet pas de capturer toute l'hétérogénéité caractérisant le bassin versant, qui constitue l'unité hydrologique utilisée pour la simulation du cycle hydrologique. Par ailleurs, le potentiel de l'utilisation de la télédétection pour estimer l'humidité de surface a été démontré (Ebrahimi-Khusfi et coll., 2018; Santi et coll., 2018). Malgré plusieurs efforts scientifiques, son application en hydrologie opérationnelle reste encore très limitée (Liu et coll., 2012). Toutefois, avec l'arrivée d'une nouvelle génération de capteurs radar à haute résolution spatiale et temporelle (Mission de la Constellation RADARSAT, Sentinel-1), il y a maintenant un potentiel pour l'utilisation de la télédétection en hydrologie prévisionnelle, ce qui constitue le thème central de cette recherche.

C'est entre autres sur cette base qu'une chaire de recherche industrielle a été fondée à l'Université de Sherbrooke¹. La présente recherche a pour but de répondre en partie aux besoins

¹ Site officiel : <https://hydrologie.recherche.usherbrooke.ca/>

actuels des partenaires industriels de cette chaire, soient Hydro-Québec, Ville de Sherbrooke et Énergie renouvelable Brookfield. Les travaux réalisés ont pour but d'évaluer l'apport de produits disponibles issus de la télédétection radar en vue de l'amélioration de la prévision hydrologique à court terme et dans un contexte opérationnel.

1.2 Question de recherche

La gestion de la ressource en eau pour les besoins en hydroélectricité et pour la prévision des événements extrêmes telles les inondations et les sécheresses a gagné en importance ces dernières décennies au Canada. Cela a entre autres créé un besoin quant à l'amélioration des outils de simulation hydrologique. Malgré les avancées dans le domaine, les recherches doivent encore se poursuivre puisque l'amélioration des simulations hydrologiques n'a pas progressé de manière significative à l'époque où Liu et coll. (2012) ont rédigé leur rapport et une raison en cause était la mauvaise connaissance de l'état hydrologique des bassins. Par contre, depuis ce temps, il y a eu de considérables avancées sur la prévision météorologique et la prévision d'ensemble, tous deux impliqués pour la modélisation hydrologique. Néanmoins, la télédétection radar comme outil pour quantifier l'état hydrologique du bassin versant, entre autres l'humidité du sol, pourrait mener à une amélioration de la prévision, mais cette avenue est encore au stade d'émergence et les efforts pour mener les efforts au stade d'utilisation pour la prévision hydrologique doivent être poursuivis. Une meilleure simulation des débits entrant dans les réservoirs (appelés aussi apports) pourrait ensuite mener à une meilleure gestion des niveaux d'eau d'un réservoir pour limiter les impacts du passage des crues. L'humidité du sol est particulièrement importante dans la génération du ruissellement en période estivale et automnale. Par contre, l'hydrologie des cours d'eau au Québec en période printanière est beaucoup plus influencée par la fonte du couvert neigeux tandis que l'humidité du sol joue un rôle mineur. Malgré tout, une mauvaise estimation de cette variable d'état pourrait mener à une sous-optimisation de production hydroélectrique. En ce sens, est-ce que la télédétection radar de l'humidité du sol peut mener à une meilleure simulation des débits en rivière? Cette question fera l'objet principal de cette recherche. Puisque la question peut être répondue par de multiples approches, la prochaine section établit les objectifs à atteindre pour valider ou infirmer celle-ci.

1.3 Objectifs du projet de recherche

Dans le présent projet, il sera donc un objectif principal de vérifier et de quantifier la valeur ajoutée potentielle de la télédétection de l'humidité du sol dans l'amélioration de la simulation hydrologique de bassin versant en période estivale et automnale. Plusieurs objectifs secondaires découlent de cet objectif principal. Les voici :

1. Implanter un réseau de stations de mesure *in situ* d'humidité du sol dans les sites d'étude;
2. Construire un modèle d'inversion avec les données d'humidité du sol jumelées aux images radar satellitaires permettant de transformer le signal radar rétrodiffusé en humidité de surface;
3. Créer un lien entre l'humidité de surface et l'humidité associée à la zone racinaire;
4. Développer et tester une méthodologie pour faire la mise à jour de l'humidité du sol dans le modèle choisi;
5. Comparer la performance du modèle hydrologique pour la simulation des débits suite à la mise à jour de l'état du bassin versant suivant : (i) l'utilisation de la télédétection et (ii) l'utilisation des stations. La performance étant relative au modèle de base sans mise à jour.

1.4 Contributions originales

La présente recherche a permis d'affirmer que l'intégration de la télédétection de l'humidité du sol au moyen du satellite Sentinel-1 apporte un gain sur la fiabilité de la simulation des débits en rivière en réduisant l'erreur de simulation de ceux-ci, mais qu'il est aussi possible d'obtenir des résultats similaires en utilisant les données enregistrées au sol. En effet, l'utilisation de seulement une sonde peut permettre d'aller chercher une réduction équivalente du RMSE que l'utilisation de la télédétection, ceci en incluant la période de crue. Un modèle d'extrapolation de l'humidité du sol en surface vers la zone racinaire est aussi obtenu permettant ainsi d'accroître la portée d'utilisation de la télédétection sur l'estimation de l'humidité du sol en profondeur.

1.5 Plan du document

Le présent rapport est divisé en six chapitres. Le chapitre 1 situe le projet dans son aspect global en le liant à une problématique réelle actuelle. Le chapitre 2 présente l'état de l'art en lien avec

la problématique. Ce chapitre permettra de faire une revue des connaissances sur le domaine à l'étude et justifiera les éléments faisant part du chapitre 4 qui décrit la méthodologie employée pour répondre à l'objectif principal. Mais d'abord, une description des sites à l'étude et des données nécessaires à cette recherche fera l'objet du chapitre 3. Les sites choisis permettent de répondre spécialement au sous-objectif 1. C'est au chapitre 5 que les résultats seront présentés, analysés et accompagnés d'une discussion. Le chapitre 6 bouclera le tout en faisant mention des idées importantes ressortant de l'analyse des résultats et des recommandations.

CHAPITRE 2 — ÉTAT DE L'ART

2.1 La télédétection radar de l'humidité du sol

2.1.1 Phénomène de diffusion du signal radar

Les ondes dans le domaine des hyperfréquences sont particulièrement avantageuses pour la télédétection puisqu'elles peuvent pénétrer les nuages et la pluie et elles sont indépendantes de l'ensoleillement. En télédétection radar, les bandes les plus utilisées à cet effet sont la bande L (30 - 15 cm), la bande C (15 - 7.5 cm) et la bande X (3.75 - 2.5 cm). Lorsque l'onde rencontre un obstacle, son énergie peut soit être absorbée (atténuée), diffusée ou réfléchi (Figure 1). La portion de l'énergie électromagnétique émise par le capteur radar et qui retourne au capteur est appelée signal rétrodiffusé et est collectée pour faire une image. Il existe plusieurs configurations de capteurs radar en termes de polarisation du champ électrique émis et de la partie rétrodiffusée.

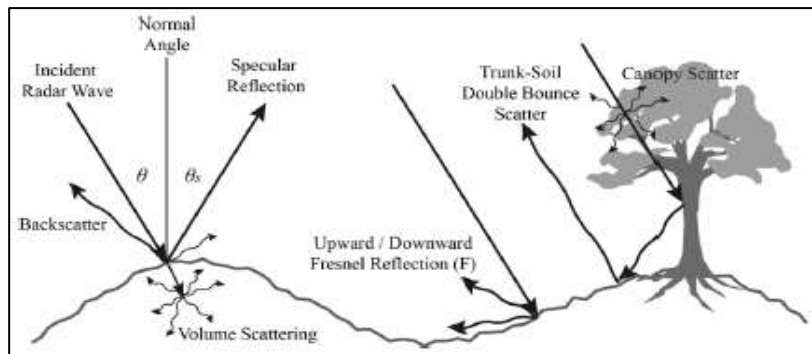


Figure 1 – Les différents modes de diffusion du signal radar (Kornelsen et Coulibaly, 2013)

Dans le cas d'une polarisation linéaire, le champ électrique émis peut être polarisé selon une orientation horizontale (H) ou verticale (V) et la partie horizontale et/ou verticale du signal rétrodiffusé peut être captée en retour. Des capteurs radar perçoivent le signal rétrodiffusé suivant les combinaisons possibles suivantes : HH, VV, HV ou VH. La première lettre indique la polarisation émise par le capteur et la deuxième, celle qui retourne suite à son interaction avec une cible (Kornelsen et Coulibaly, 2013). La quantité d'énergie rétrodiffusée observée par le radar dépend de la configuration de celui-ci, des caractéristiques de la cible, en particulier du sol et de la végétation. Le coefficient de rétrodiffusion σ° exprime la puissance du signal rétrodiffusé en dB en provenance de l'aire de la surface observée au sol et est fonction de l'angle

local d'incidence à laquelle l'onde est émise du radar; lui-même influencé par l'angle d'incidence à laquelle l'onde radar est émise et par la pente locale du terrain, de la polarisation et de la longueur d'onde λ en m. Il dépend aussi de la rugosité du sol (h_{rms} en m), de la longueur de la corrélation de surface (L en m), des propriétés diélectriques du sol (ϵ_r en S/m) et de la végétation (ϵ_v en S/m), ainsi que de la forme et la géométrie de celle-ci. Leur interaction avec le signal radar rend l'interprétation du signal difficile (Kornelsen et Coulibaly, 2013)

Parmi les contributions au signal radar rétrodiffusé au capteur, la composante provenant de la végétation ne peut être négligée lorsque celle-ci est présente sur la cible d'intérêt. L'état de la croissance de la végétation peut être suivi en interprétant les émissions dans le spectre du visible et du proche infra-rouge. On caractérise cet état par l'utilisation du NDVI (Normalized Differential Vegetation Index), dont l'équation est la suivante :

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad (2.1)$$

Cet indice permet notamment d'obtenir la densité de la végétation puisqu'il y a plus de réflectance pour les longueurs d'onde du proche infrarouge *NIR* [L/L] que dans le spectre du visible *RED* [L/L]. Plus cet écart de réflectance est grand et plus l'indice NDVI est grand, indiquant une végétation dense (NASA, 2000). Les valeurs varient entre -1 et 1. Une valeur de 0 indique une non-présence de végétation et caractérise les terres à nu, rocheuses, couvertes de sable ou de neige. Une valeur négative correspond à une surface d'eau. L'estimation de l'humidité du sol est fortement influencée par la quantité de biomasse présente sur la cible lors du passage du capteur radar. Dans certains cas particuliers, pour les zones agricoles avec une végétation bien développée par exemple, il arrive que la contribution de la biomasse prédomine sur la contribution du sol même. Baghdadi et coll. (2017) ont démontré à partir de mesures d'instruments en bande C sur des champs de blé et des pâturages que le seuil du NDVI pour lequel la contribution du sol est dominante sur la contribution de la végétation dépend de la condition d'humidité du sol et les paramètres du radar à synthèse d'ouverture (RSO) (polarisation et l'angle d'incidence). Ce seuil augmente avec l'augmentation de l'humidité du sol et la diminution de l'angle d'incidence. De plus, ce seuil est plus bas lorsque la polarisation VH est utilisée comparativement à la polarisation VV. Pour la polarisation VV, la contribution du sol domine sur celle de la végétation pour des valeurs de NDVI inférieures à environ 0.8, pour un angle d'incidence inférieur à 40° et une humidité du sol supérieure à 10%. Pour des

conditions d'humidité du sol sec (<10%) et des angles d'incidence supérieurs à 40°, le seuil est plutôt évalué à 0.6. Pour la polarisation VH, la contribution du sol devient rapidement inférieure à celle de la végétation, surtout pour des valeurs d'angle d'incidence élevées et des valeurs d'humidité du sol faibles. Le seuil est environ de 0.25 pour SM<5% et 0.5 pour SM<30%. Enfin, il est important de préciser que l'onde émise par le radar pénètre le sol à une profondeur variant entre autres selon la longueur de l'onde émise et la teneur en eau du sol.

2.1.2 Estimation de l'humidité du sol par télédétection

Plusieurs approches ont été proposées pour estimer les valeurs d'humidité du sol via l'utilisation de la télédétection. Ces approches sont catégorisées en quatre groupes (Attarzadeh et coll., 2018) : les approches théoriques (IEM), les approches semi-empiriques (Dubois et coll., 1995; Oh et coll., 2002), les approches empiriques et les approches par détection des changements.

2.1.2.1 Méthode analytique (IEM)

La méthode IEM, développée par Fung et coll. (1992) est un modèle de transfert radiatif à base physique utilisé pour quantifier le coefficient de rétrodiffusion en fonction des propriétés de la cible, soit l'humidité et la rugosité du sol, les caractéristiques de la végétation, et la configuration du radar. Concernant la rugosité du sol, la méthode décrit la fonction d'autocorrélation de surface dans laquelle on retrouve la longueur de corrélation de surface, ainsi que la hauteur quadratique de la rugosité de surface. Ces deux paramètres sont très variables géographiquement, ce qui rend la méthode IEM difficile, sinon impossible, à utiliser pour estimer l'humidité du sol ailleurs qu'en laboratoire sous des conditions contrôlées (Kornelsen et Coulibaly, 2013).

2.1.2.2 Méthode semi-empirique

Modèle de Dubois

La méthode de Dubois et coll. (1995) permet d'obtenir simultanément la hauteur de rugosité de la surface h_{rms} et la constante diélectrique ϵ . Il faut à cet effet des images satellites dans les polarisations HH (Équation 2.2) et VV (Équation 2.3).

$$\sigma_{hh}^0 = 10^{-2.75 \frac{\cos^{1.5} \theta}{\sin \theta^5}} \cdot 10^{0.028 \cdot \epsilon \cdot \tan \theta} (\kappa \cdot h_{rms} \cdot \sin^{1.4} \theta) \cdot \lambda^{0.7} \quad (2.2)$$

$$\sigma_{vv}^0 = 10^{-2.35 \frac{\cos^3 \theta}{\sin \theta}} \cdot 10^{0.046 \cdot \varepsilon \cdot \tan \theta} (\kappa \cdot h_{rms} \cdot \sin^3 \theta)^{1.1} \cdot \lambda^{0.7} \quad (2.3)$$

Dans ces équations, σ_{hh}^0 et σ_{vv}^0 [dB] sont les coefficients de rétrodiffusion en polarisation HH et VV, θ [°] est l'angle d'incidence local (dépend de l'angle d'incidence du capteur et de la pente locale à l'échelle du pixel), h_{rms} [L] représente la hauteur quadratique moyenne (*root mean square height*) de la surface et fait référence à la rugosité du terrain. Enfin, k [L⁻¹] et λ [L] sont respectivement le nombre d'onde défini par $2\pi/\lambda$ et la longueur de l'onde émise par l'antenne radar. Topp et coll. (1980) proposent une équation polynomiale de troisième ordre pour estimer l'humidité du sol, à partir de la constante diélectrique ε , et qui est indépendante du type de sol, de sa densité, de sa température et de sa teneur en sel (Équation 2.10).

Méthode d'Oh

La méthode d'Oh (Oh et coll., 2002) permet de faire le lien direct entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité du sol. Cette méthode définit une fonction non linéaire (Équation 2.4) dans laquelle la sensibilité de σ_{vh}^0 en fonction de la hauteur de rugosité de la surface h_{rms} est négligeable pour des valeurs $kh_{rms} \rightarrow \infty$ et où σ_{vh}^0 devient nul lorsque $kh_{rms} \rightarrow 0$.

$$\sigma_{vh}^0 = a \cdot SM^b \cdot (\cos \theta)^c \cdot [1 - \exp(-d \cdot (\kappa \cdot h_{rms})^e)] \quad (2.4)$$

Ici, σ_{vh}^0 [dB] est le coefficient de rétrodiffusion en polarisation VH, θ est l'angle d'incidence local, SM est l'humidité du sol [L³/L³] et k est le nombre d'onde. Les paramètres a , b , c , d et e sont déterminés en utilisant des données expérimentales. Le critère des moindres carrés est proposé pour cette étape. Il est aussi possible (Oh, 2004) de travailler avec la polarisation VV en introduisant un ratio de polarisation q ($\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$) pour obtenir σ_{vv}^0 à partir de σ_{vh}^0 et qui est uniquement dépendant de la rugosité de surface (équation 2.5)

$$q = 0.095 \cdot (0.13 + \sin(1.5 \cdot \theta))^{1.4} \cdot (1 - \exp(-1.3(\kappa \cdot h_{rms})^{0.9})) \quad (2.5)$$

2.1.2.3 Méthodes empiriques pour l'inversion du signal radar

Ces méthodes simples d'utilisation sont généralement basées sur des approches statistiques et qui, au plus court, expriment directement l'humidité du sol selon le signal rétrodiffusé par une régression linéaire. Ces modèles, qu'on appelle aussi modèles d'inversions (car ils estiment l'humidité du sol à partir du signal radar, alors que les modèles théoriques et semi-empiriques calculent le coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'humidité du sol) demandent d'avoir

une base de données in situ d'humidité du sol pour les mêmes dates que celles où le capteur radar a observé la cible. Plusieurs études (Srivastava et coll., 2009; Petropoulos et coll., 2015; El Hajj et coll., 2017) présentent des résultats satisfaisants, par contre le modèle est limité à représenter uniquement le site d'étude qui a été utilisé lors de sa mise en œuvre. Une des techniques empiriques de plus en plus populaire est l'utilisation de l'intelligence artificielle qui se décompose en plusieurs techniques dont les réseaux de neurones, les machines à vecteurs de support et les machines à vecteur de pertinence. Santi et coll. (2019) obtiennent un R^2 de 0.7 à 0.9 avec une racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (*root mean square error - RMSE*) comprise entre 3 et 7% sur l'estimation de l'humidité du sol à partir de l'utilisation de l'intelligence artificielle sur RADARSAT-2.

2.1.3 Effet de la végétation

Les méthodes décrites plus haut sont toutes développées pour fonctionner avec des surfaces exemptes, ou ayant peu de végétation. Par exemple, selon Dubois et coll. (1995), à partir d'un certain point, la végétation est trop dense pour que les algorithmes développés puissent estimer correctement l'humidité du sol. Selon Dubois et coll. (1995), la limite d'applicabilité des équations (2.2) et (2.3) est atteinte lorsque le ratio $\sigma_{vh}^0/\sigma_{vv}^0$ excède -11 dB, ce qui équivaut à un NDVI de 0.4.

Néanmoins, il existe différentes approches pour pallier, du moins en partie, à cette lacune et plusieurs modèles ont été proposés pour la prise en compte de la végétation dans les modèles de rétrodiffusion, allant de modèles théoriques aux modèles empiriques. Les modèles théoriques requièrent de l'information détaillée sur la structure de la végétation et sur la quantité de biomasse. Un exemple de tels modèles est le celui de Karam et coll. (1992). Ce modèle est basé sur la solution de l'équation du transfert radiatif et prend en compte la distribution de la taille et de l'orientation des branches d'un arbre et la distribution de l'orientation des feuilles. De tels modèles ne sont pas applicables pour des études à l'échelle d'un bassin versant et on leur préfère des approches plus simples. Les paragraphes suivants présentent trois approches, une empirique, une par détection des changements (*change detection*), et une dernière qui est semi-empirique. Elles interviennent toutes dans la prise en compte du coefficient de rétrodiffusion.

2.1.3.1 Méthode empirique pour la contribution de la végétation

Selon la Figure 2 tirée d'une étude par El Hajj et coll. (2017), l'évolution de la densité de la biomasse joue un effet atténuateur sur le signal rétrodiffusé. Cette étude particulière a été effectuée sur des champs de blé et des prairies du Sud de la France pour lequel le climat est méditerranéen, avec une saison pluvieuse d'octobre à mars, et dont le sol en surface est du type loam (27% d'argile et 50% de limon). Pour des valeurs du NDVI supérieures à 0.75 (correspondant à une hauteur de végétation supérieure à 70 cm), le signal du radar dans les polarisations VV et VH devient saturé (Figure 2c et 2f) pour des valeurs entre 5 et 40% d'humidité du sol. Cette saturation du signal est liée à l'atténuation du signal radar rétrodiffusé par la végétation alors en forte croissance (El Hajj et coll., 2017). En catégorisant des plages caractéristiques du NDVI, il est possible de préciser la corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité du sol.

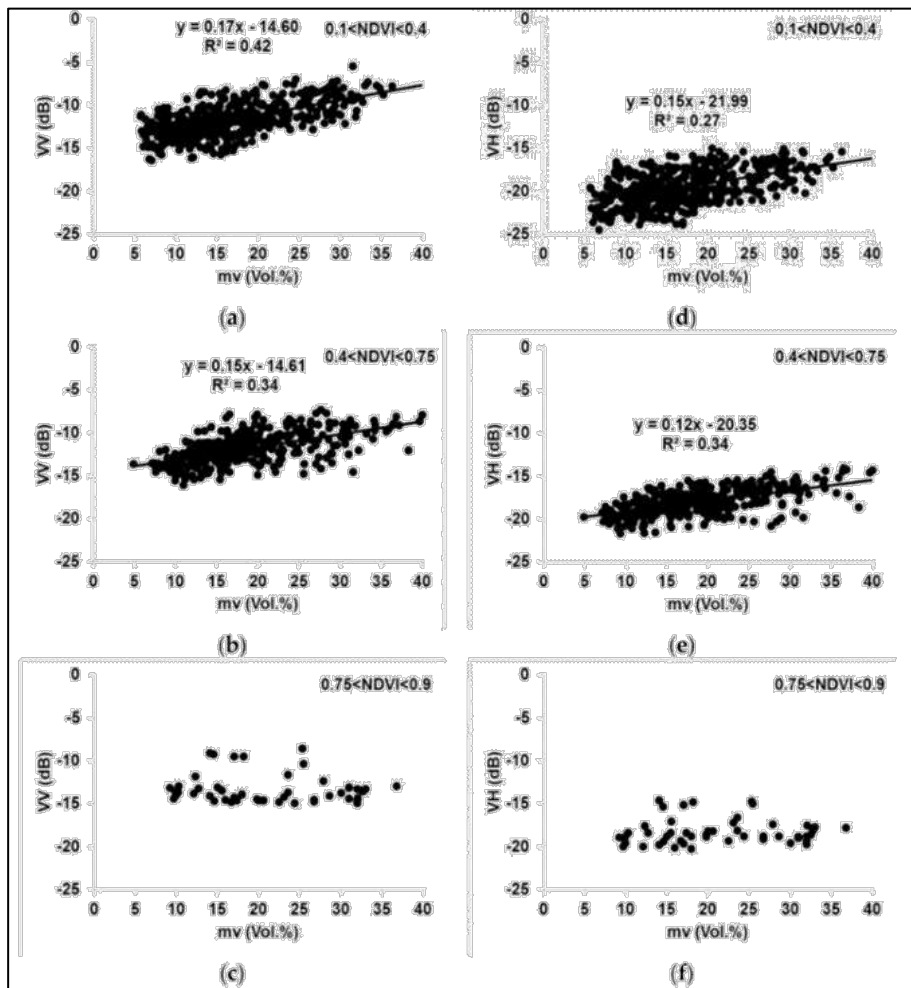


Figure 2 – Modèle linéaire de (El Hajj et coll., 2017)

2.1.3.2 Méthode de la détection du changement

La méthode de la détection du changement est une alternative simple aux méthodes semi-empiriques (ex. : Dubois) et à base physique (ex. : IEM) dans lequel la paramétrisation de la végétation peut être une étape laborieuse (Kornelsen et Coulibaly, 2013). Baghdadi et coll. (2011) mentionnent le fait de soustraire l'effet de la rugosité de surface du modèle de régression en utilisant une image satellite en période sèche (σ_{dry} [dB], équation 2.6) et une en période humide. La différence entre les deux images permet en ce sens de tenir compte seulement de la variation due à l'humidité du sol et de l'effet de la végétation. Ce dernier peut être négligeable si d'une part la végétation n'est pas trop dense, et d'autre part si la période de temps entre deux images est petite lorsque comparée au cycle de croissance de la végétation (Kornelsen et Coulibaly, 2013). Elle suppose aussi que la rugosité de la surface demeure inchangée entre les deux acquisitions d'image. Par ailleurs, cette méthode est particulièrement efficace lorsque le climat de la zone étudiée comporte des saisons sèches bien définies pour lesquelles l'humidité du sol d'une image en période sèche M_{v0} [L^3/L^3] peut être approximée comme étant nulle. Autrement, il est nécessaire d'établir la relation linéaire décrite par Kornelsen et Coulibaly (2013) :

$$\sigma_{soil} - \sigma_{dry} = \alpha \cdot (M_v - M_{v0}) \quad (2.6)$$

dans laquelle α représente la pente de la droite de régression, σ_{soil} [dB] est le coefficient de rétrodiffusion d'une image i , σ_{dry} [dB] est le coefficient de rétrodiffusion de l'image de référence en période sèche et M_v [L^3/L^3] est l'équivalent en humidité du sol de l'image i .

2.1.3.3 Méthode du nuage d'eau

Avec la méthode du nuage d'eau (*water cloud model*, 'WCM'), l'effet de la végétation sur le coefficient de rétrodiffusion du signal radar est quantifié grâce à un modèle semi-empirique (Kumar et coll., 2012). La méthode du nuage d'eau suppose que la canopée est représentée par un ensemble de gouttelettes de tailles diverses et dispersées de manière aléatoire dans un volume donné. Dans ce modèle, le coefficient de rétrodiffusion est la somme de deux composantes : l'effet de la végétation et la contribution du sol (équations 2.7 à 2.9) :

$$\sigma^0 = \sigma_{veg}^0 + \tau^2 \cdot \sigma_{soil}^0 \quad (2.7)$$

$$\tau^2 = \exp[-2B \cdot V_2 \cdot \sec(\theta)] \quad (2.8)$$

$$\sigma_{veg}^0 = A \cdot V_1 \cdot \cos(\theta) \cdot (1 - \tau^2) \quad (2.9)$$

où A est l'albédo de la plante et B est un facteur d'atténuation, τ est le facteur de transmission du rayonnement électromagnétique traversant la canopée, θ est l'angle d'incidence affectant chaque pixel de l'image et V_1 et V_2 sont des descripteurs de la végétation (Kornelsen et Coulibaly, 2013). Dans Bindlish et Barros (2001), des valeurs selon le type de végétation présent (blé, pâturages et prairies) sont suggérées. Par ailleurs, la teneur en eau de la plante peut être spatialisée en utilisant un modèle de régression empirique liant le NDVI recueilli par mesures optiques à l'humidité du sol récupéré expérimentalement (Alvarez-Mozos et coll., 2006). Cette méthode néglige les effets de double rebond entre le sol et les branches et tronc des arbres.

2.2 Mesure *in situ* de l'humidité du sol

La méthode la plus simple encore à ce jour et la plus précise pour connaître l'humidité du sol est de calculer la teneur en eau d'un échantillon de sol en déterminant la masse perdue après une étape de séchage contrôlé en laboratoire. Le désavantage de cette méthode est qu'elle requiert beaucoup de ressources humaines pour parvenir à couvrir un grand territoire dans une même journée, d'autant plus que ce processus doit être répété autant de fois que nécessaire afin d'avoir des données d'humidité représentatives de l'espace-temps (Wang et coll., 2015). C'est également une méthode destructive qui peut être incommode pour les activités agricoles. D'autres outils ont été développés au fil des années pour pallier à ce manque de représentativité spatiale et temporelle. Cette liste comprend les capteurs exploitant la réflectométrie (Time Domain Reflectometry); les capteurs de type capacitif; les capteurs utilisant la vitesse de propagation de l'onde par le biais d'une ligne de transmission (*Time Domain Transmission*); les méthodes hydrogéophysiques incluant le radar à pénétration dans le sol (*Ground penetrating radar, GPR*), l'induction électromagnétique (EMI) et la tomographie (ERT); et finalement, la mesure de l'humidité du sol par l'utilisation de capteurs à rayons cosmiques (Vereecken et coll., 2014). Les capteurs de type capacitance ont l'avantage d'être faciles d'utilisation et peu chers (Vereecken et coll., 2014). Le principe de base de cette méthode est que la pointe du capteur est entourée de sol pour lequel il y a une influence sur la constante diélectrique du système de mesure. La permittivité du sol est ensuite déterminée en calculant le temps que prend la capacitance à être chargée après qu'un flux électrique ait été propagé dans le circuit. Cette grandeur est influencée par la quantité d'eau contenue dans le sol. Une fois calibrés selon le type

de sol, ces instruments convertissent le temps de charge de la capacitance en valeur d'humidité du sol. METER Group propose des sondes d'humidité du sol basées sur cette approche et qui sont calibrées et valides pour les sols minéraux avec une conductivité électrique de 0.1 à 10 dS/m. La relation utilisée (équation 2.10) pour la sonde EC-5 pour passer de la constante diélectrique ϵ à une valeur d'humidité du sol SM [m^3/m^3] est donnée par Topp et coll. (1980).

$$SM = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2}\epsilon - 5.5 \times 10^{-4}\epsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6}\epsilon^3 \quad (2.10)$$

Plusieurs études ont montré que la variabilité de l'humidité du sol est influencée par différents paramètres géographiques. Dans Famiglietti et coll. (1998) et Boga et coll. (2010), on note une corrélation marquée avec l'élévation et la pente naturelle du terrain dans l'obtention d'une valeur d'humidité du sol. L'installation des sondes d'humidité pour cette recherche tentera d'homogénéiser ces effets en positionnant chaque sonde d'humidité à un endroit représentatif de son milieu à l'égard de la pente de terrain et de l'élévation.

Enfin, la performance de la sonde EC-5 a été testée par Boga et coll. (2010). Selon cette étude, la mesure de la sonde EC-5 de METER Group est sensible aux variations de température. Par contre, selon leurs tests effectués en laboratoire (Boga et coll., 2010), il a été démontré que ces variations entraînent une réponse négligeable par rapport aux variations de permittivité du sol sur la réponse finale d'humidité du sol.

2.3 Extrapolation de l'humidité de surface à la zone racinaire

La télédétection de l'humidité du sol par micro-ondes se limite à la couche de sol en surface, c'est-à-dire les quelques premiers centimètres seulement (~5cm). Par contre, la zone racinaire a un effet beaucoup plus significatif sur le ruissellement. Lors d'un événement pluvieux, l'eau en surface percole dans le sol suivant un taux d'infiltration. Ce taux diminue au fur et à mesure que les pores entre les grains deviennent saturés. Le taux initial dépend des conditions antécédentes de l'humidité du sol et du type de sol. La figure 3 présente en pointillé un profil général d'humidité du sol en présence d'eau accumulée en surface et qui s'infiltre dans le sol durant un événement pluvieux. Ce profil se distingue par la présence d'une zone saturée, d'une zone non saturée dont l'humidité n'a pas encore été influencée par l'infiltration, et d'une zone de transition dans laquelle l'humidité du sol varie sur une distance habituellement faible qui dépend du type de sol. Deux forces sont responsables de l'allure de ce profil. La gravité force l'eau à

que pour des sols homogènes en profondeur et ne permet pas de connaître le profil d'humidité du sol lorsque le sol s'assèche entre deux événements pluvieux, entraînant un changement du profil. L'utilisation de cette méthode pour extrapoler en tout temps l'humidité en surface à l'humidité en zone racinaire n'est donc pas applicable. Des modifications à la méthode de Green et Ampt ont été proposées à cette fin, la plus citée étant l'adaptation de Mein et Larson, (1973).

Selon (Jiang and Wang, 2019), plusieurs études se sont concentrées sur l'application d'une relation entre les produits d'humidité de surface obtenus par télédétection et l'humidité de la zone racinaire pour améliorer la simulation des débits. Par exemple, Massari et coll. (2015) ont employé un lissage exponentiel pour obtenir l'humidité du sol en zone racinaire à partir de produits d'humidité de surface provenant du capteur ASCAT (*Advanced Scatterometer*) du satellite Eumetsat. Comme pour Massari et coll. (2015), plusieurs chercheurs ont fait appel à la technique d'assimilation de données pour apporter une correction à l'état d'une variable au moyen d'une simulation effectuée par un modèle. L'assimilation de données utilise des données observées pour mettre à jour l'état initial de la variable à corriger. Leur étude (Massari et coll., 2015) a prouvé que l'assimilation de l'humidité du sol de la zone racinaire au sein du modèle hydrologique produit de meilleurs résultats que l'assimilation de l'humidité de surface uniquement puisque l'humidité du sol de la zone racinaire a un plus gros impact sur la génération du ruissellement (couche de sol plus épaisse). Cependant, la valeur ajoutée de l'extrapolation de l'humidité de surface à l'humidité du sol de la zone racinaire varie selon la texture du sol. En effet, pour les sols silteux et argileux en surface, on dénote une réduction dans la diffusion verticale et un manque de couplage entre l'humidité de surface et l'humidité du sol de la zone racinaire. Pour les sols sableux, c'est le contraire, alors que l'opportunité d'extrapoler l'humidité de surface est beaucoup plus viable étant donné la forte corrélation verticale à travers le profil (Li et coll., 2010). Par ailleurs, Baldwin et coll. (2017) parviennent à développer une méthode leur permettant de prédire avec un proche accord l'humidité de la zone racinaire à partir de l'humidité de surface (RMSE moyen de $0.051 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Leur méthode emploie le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF) pour corriger le biais du produit d'humidité du sol du capteur AMSR-E et en faire usage dans le modèle d'infiltration à base physique SMAR (*Soil Moisture Analytical Relationship*). Le modèle SMAR-EnKF assimile les données d'humidité du sol *in situ*.

2.4 La télédétection de l'humidité du sol pour la simulation hydrologique

Lorsqu'on parle de modèles hydrologique, on peut regrouper trois types : les modèles statistiques, conceptuels et à base physique. La simulation hydrologique se base entre autres sur des valeurs initiales que l'on fournit au modèle hydrologique, qu'on appelle 'état initial', au moment de lancer la simulation. Elle nécessite donc de connaître l'état actuel de l'humidité du sol, du stock de neige, du ruissellement en surface et de la température du sol par exemple, et ce, à l'échelle spatiale de l'unité hydrologique employée dans le modèle. Une estimation de cet état peut être simulée par le modèle, mais peut être aussi obtenue à partir d'observations. L'assimilation de données, comme il a été précédemment mentionné, permet d'améliorer l'état initial fourni au modèle par une prise en compte des états simulés et observés. L'ébauche, qui est l'information issue du modèle, est corrigée en appliquant un système matriciel incluant à la fois les observations et l'ébauche ainsi que leur erreur respective. Il n'est pourtant pas évident de mettre des chiffres à ces erreurs puisque le modèle comporte plusieurs équations ayant chacune leur propre erreur, mais que de façon combinée, il est difficile d'additionner leur contribution et d'en vérifier la significativité. L'erreur sur les observations est plus évidente à calculer, mais ajoute une complexité à l'ensemble de la procédure. L'efficacité de l'assimilation de données *in situ* au modèle dépend du type de modèle employé, de son niveau de complexité et de sa façon de représenter les procédés physiques (Li et coll., 2016). Par exemple, il peut être difficile, voire impossible d'utiliser les produits d'humidité du sol estimés par télédétection comme variables dans les modèles statistiques malgré la grande efficacité de ceux-ci, puisqu'il n'y a pas de variables compatibles au sein du modèle. Les modèles distribués à base physique ont un meilleur potentiel pour assimiler de telles données, mais ils n'ont pas été largement utilisés en mode opérationnel vu les exigences en données pour mettre en œuvre et faire tourner ces modèles. Quant aux modèles conceptuels simples, ils ont davantage été préférés pour les applications opérationnelles, même s'il peut exister des difficultés à assimiler les données de télédétection aux variables de tels modèles n'ayant souvent pas de sens physique. Il existe plusieurs types d'assimilation de données. La mise à jour par insertion directe est la technique d'assimilation la plus simple qui soit. Elle permet d'insérer les observations directement dans le modèle à l'étape de son initialisation. Par exemple, Bhuiyan et coll. (2017) ont réalisé que l'utilisation de produits d'humidité du sol dérivés du radar canadien RADARSAT-2 dans l'initialisation de l'état d'humidité du sol de leur modèle HEC-HMS de la rivière Sturgeon au

Manitoba (Canada) leur permettait d'améliorer la simulation des pics de crues printaniers en tant que modèle événementiel, mais aussi d'améliorer le modèle continu. Cette étude a permis d'affirmer que la performance du modèle en période de fonte du couvert nival est sensible à l'humidité du sol et de la possibilité d'utiliser RADARSAT-2 pour mettre à jour l'humidité du sol du modèle HEC-HMS par insertion directe des produits d'humidité dérivés du capteur.

D'autres techniques qui ont été employées en modélisation hydrologique incluent la correction statistique, le *nudging*, l'assimilation séquentielle (ex. EnKF) et l'assimilation variationnelle, chacune étant décrite par Moradkhani et Sorooshian (2008). Quelques exemples d'applications de l'assimilation de données d'humidité du sol satellitaire en modélisation hydrologique sont présentés ci-dessous.

La télédétection de l'humidité du sol pour la réduction de l'erreur sur la simulation hydrologique court terme (quelques jours) a été testée par plusieurs chercheurs depuis la dernière décennie (Brocca et coll., 2010; Chen et coll., 2014; Cenci et coll., 2016; Massari et coll., 2015). Les capteurs passifs SMOS, SMAP (*Soil Moisture Active Passive*) et le diffusomètre ASCAT avec leur résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de kilomètres ont permis à ces chercheurs d'utiliser les produits d'humidité du sol dérivés dans l'optique d'étudier cette nouvelle source de données comme variable d'assimilation au modèle hydrologique. Dans leur étude, Chen et coll. (2014) ont réussi à réduire le RMSE du modèle SAC-SMA (*Sacramento Soil Moisture Accounting*) de 40% pour les forts débits et de 30% pour les petits débits. L'étude en question fait une assimilation journalière par EnKF de l'humidité du sol estimée par la combinaison des capteurs SMOS et ASCAT. Les résultats découlent de simulations hydrologiques sur 13 bassins versants (700 à 10 000 km²) situés dans la partie centrale des États-Unis. Dans une autre étude employant le modèle hydrologique SWAT, Azimi et coll. (2020) n'ont pas obtenu d'amélioration significative en utilisant les données de télédétection. Les produits d'humidité du sol des capteurs ASCAT du satellite MetOp, SMAP et SCATSAR-SWI (combinaison d'ASCAT et Sentinel-1) sont utilisés pour le calage des modèles hydrologiques de deux bassins versants: Chiascio (167 km²) et Niccone (137 km²) situés en Italie. Des valeurs du critère de Nash Sutcliffe NS (voir section 4.6 pour une description des scores) de 0.71 (Chiascio) et 0.72 (Niccone) sur les débits simulés sont obtenus à l'étape de calibration. Ensuite, des réductions respectives du RMSE de 8% et 5% sont obtenues en assimilant les produits d'humidité du sol

d'ASCAT. Ces résultats sont obtenus en comparant le modèle assimilé avec le modèle *open loop*. Les chercheurs mentionnent qu'une piste d'amélioration serait l'utilisation d'un modèle d'estimation de l'erreur plus optimal pour l'étape d'assimilation avec le filtre de Kalman d'ensemble. Par ailleurs, Cenci et coll. (2016) avec le modèle à base physique Continuum parviennent à obtenir un critère d'efficacité EFF de 9% en assimilant l'humidité du sol dérivée de Sentinel-1. La technique WCM est employée pour corriger l'effet de la végétation sur la valeur du signal radar rétrodiffusé. Enfin, Massari et coll. (2015) obtiennent des résultats positifs sur l'assimilation de l'humidité du sol dérivée d'ASCAT dans le modèle MISDc (*Continuous and Distributed Rainfall-Runoff Model*). Sur l'ensemble des simulations effectuées sur 5 bassins versants (100 à 2000 km²) en Italie, un EFF moyen de 30% est obtenu. Plusieurs points importants ressortent de cette étude : (i) contrairement à la superficie drainée, le type de sol et les caractéristiques spécifiques du bassin versant ont un effet sur les résultats; (ii) des techniques de désagrégation simple d'images radar peuvent performer aussi bien que des techniques plus complexes; (iii) la variabilité temporelle de l'humidité du sol a une plus grande influence que l'effet saisonnier. Ceci suggère en outre une tendance de diminution du RMSE avec l'augmentation de la variabilité temporelle de l'humidité du sol. En résumé, l'assimilation de données d'humidité du sol au sein des modèles hydrologiques améliore en général la qualité des simulations, bien que certaines études n'aient pas obtenu de gain notable. Les causes derrière la variabilité de performance sont multiples et incluent notamment la structure du modèle hydrologique et la 'qualité' de l'observation d'humidité du sol (moyen de prélèvement, représentativité spatiale, incertitude des instruments).

CHAPITRE 3 — SITES D'ÉTUDE ET DONNÉES

3.1 Sites d'étude

Les bassins versants à l'étude sont ceux de la rivière Magog et de la rivière Au Saumon, tous deux situés dans la région de l'Estrie au Québec (Canada). Par souci de simplifier, l'emploi des qualificatifs *Au Saumon* et *Magog* seront préférés aux versions complètes *bassin versant de la rivière Au Saumon* et *bassin versant de la rivière Magog*. Ces deux entités hydrogéomorphologiques sont en fait des sous-bassins du bassin versant de la rivière Saint-François (Figure 4) qui a comme embouchure le fleuve Saint-Laurent. Chacun des deux bassins engendre naturellement des problématiques pour la population et les installations hydroélectriques présentes. Pour Au Saumon, il est fréquent qu'il y ait des inondations dans la municipalité de Weedon situé près de l'embouchure. La dernière inondation date de l'année 2019 alors que la crue printanière a obligé 250 résidents à évacuer leur domicile. Aussi, trois centrales hydroélectriques au fil de l'eau se situent en aval de la confluence des rivières Au Saumon et Saint-François. De son côté, la rivière Magog présente la particularité d'être alimentée par le lac binational Memphrémagog. De plus, le niveau d'eau du lac est régulé par la Ville de Magog alors que six centrales au fil de l'eau s'y retrouvent en aval avant que le cours de l'eau arrive à la confluence avec la rivière Saint-François au cœur de la Ville de Sherbrooke.

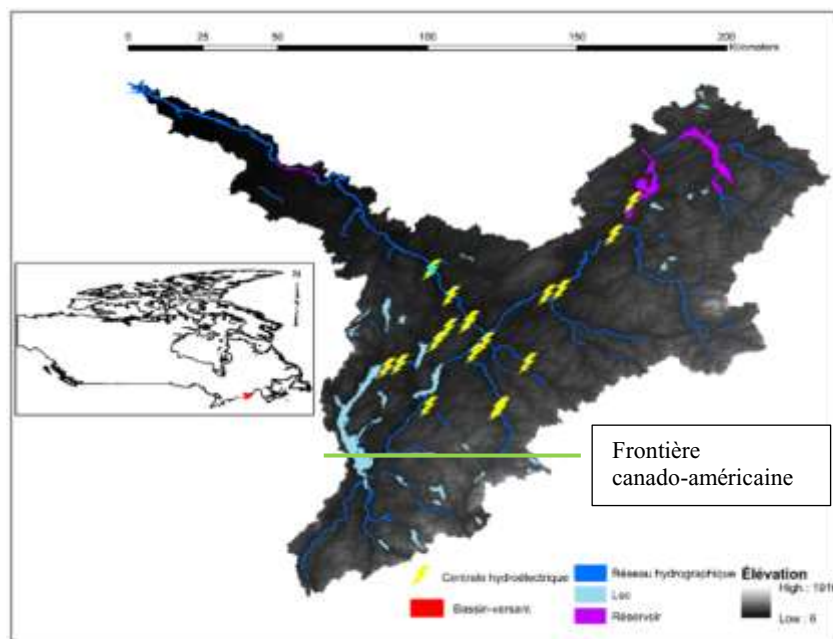


Figure 4 – Bassin versant de la rivière Saint-François

3.1.1 Bassin versant de la rivière Au Saumon

Situé entre les longitudes 71°28'O et 71°0'O et les latitudes 45°14'N 45°43'N, le bassin versant de la rivière Au Saumon draine une superficie de 1022 km². Elle est responsable de 20% du débit de la rivière Saint-François en y apportant un débit moyen de 24 m³/s (Figure 5).

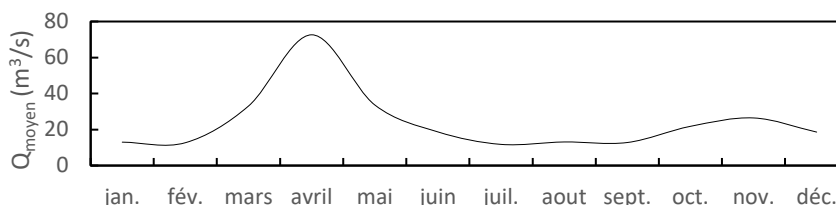


Figure 5 - Hydrogramme annuel moyen de la rivière Au Saumon (1970-2000)

La région est caractérisée par sa topographie montagneuse, dont l'élévation varie entre 243 et 1097 m au sommet du Mont-Mégantic, avec une élévation moyenne de 305 mètres. Ce dernier a une forme de cratère avec des crêtes circulaires et un massif central. Cette formation géologique particulière est à l'origine d'un microclimat. Par effets orographiques, les précipitations y sont plus fréquentes et plus intenses sur ses flancs. De plus, en été, il favorise la formation de cellules orageuses sur la région. D'un point de vue des températures, on observe un gradient vertical important entre le haut du massif et les autres secteurs du bassin versant. Couplé avec un plus fort taux de précipitation, cela peut entraîner une forte hétérogénéité dans les stocks de neige sur le territoire, avec de plus grandes quantités sur le Mont-Mégantic qu'ailleurs. Le climat est de type Dfb selon la classification de Köppen, soit continental sans période sèche et avec des étés tempérés. L'historique climatique (1981-2010), présenté au Tableau 1, révèle une différence de température moyenne de 28.8 °C entre le mois de juillet (17.5 °C) et le mois de janvier (-11.3 °C). Les précipitations sont relativement homogènes tout au long de l'année. Les mois où il pleut le plus sont en été. En hiver, les précipitations sont majoritairement sous forme solide, mais il n'est pas exclu d'avoir des précipitations liquides. Les précipitations liquides sont en moyenne de 980 mm, alors que les précipitations solides atteignent en moyenne une hauteur de 388 cm. Selon la classification du département de l'Agriculture des États-Unis (USDA), la texture de la couche de surface est principalement de type loam (entre 7 à 27% d'argile, 28 à 50% de limon et moins de 52% de sable). La rivière Au Saumon suit un parcours d'environ 80 km s'écoulant vers le nord dans la rivière Saint-François et prend sa source dans le lac Danger situé sur la frontière avec l'état du Maine aux États-Unis

(Figure 6). Selon Ressources naturelles Canada (RNCan), 89% du territoire est couvert de forêts, 9% de terres agricoles, 1% de lacs (notamment les lacs McGill et Moffatt) et 1% de milieux urbains (Figure 7).

Tableau 1 – Climatologie du bassin versant de la rivière Au Saumon

	Max. (°C)	Temp. Min. (°C)	Moy. (°C)	Pluie (mm)	Précip. Neige (cm)	Total (mm)
Janvier	-6.6	-16.1	-11.3	22.6	88.2	110.7
Février	-4.4	-14.5	-9.4	16.2	71.7	88.8
Mars	0.7	-9.3	-4.3	28.8	58.7	88.9
Avril	8.2	-1.8	3.2	69.0	26.7	96.2
Mai	15.7	4.4	10.1	109.1	2.0	110.8
Juin	20.7	9.6	15.1	140.0	0.0	140.0
Juillet	22.8	12.1	17.5	136.7	0.0	136.7
Août	21.9	11.3	16.6	131.1	0.0	131.1
Septembre	17.4	7.1	12.3	110.1	0.0	110.1
Octobre	10.1	1.3	5.7	115.4	8.9	122.4
Novembre	3.3	-4.4	-0.6	69.7	41.3	110.3
Décembre	-3.4	-11.7	-7.6	31.5	90.3	121.2
Annuel	8.9	-1.0	3.9	980.2	387.7	1 367.4

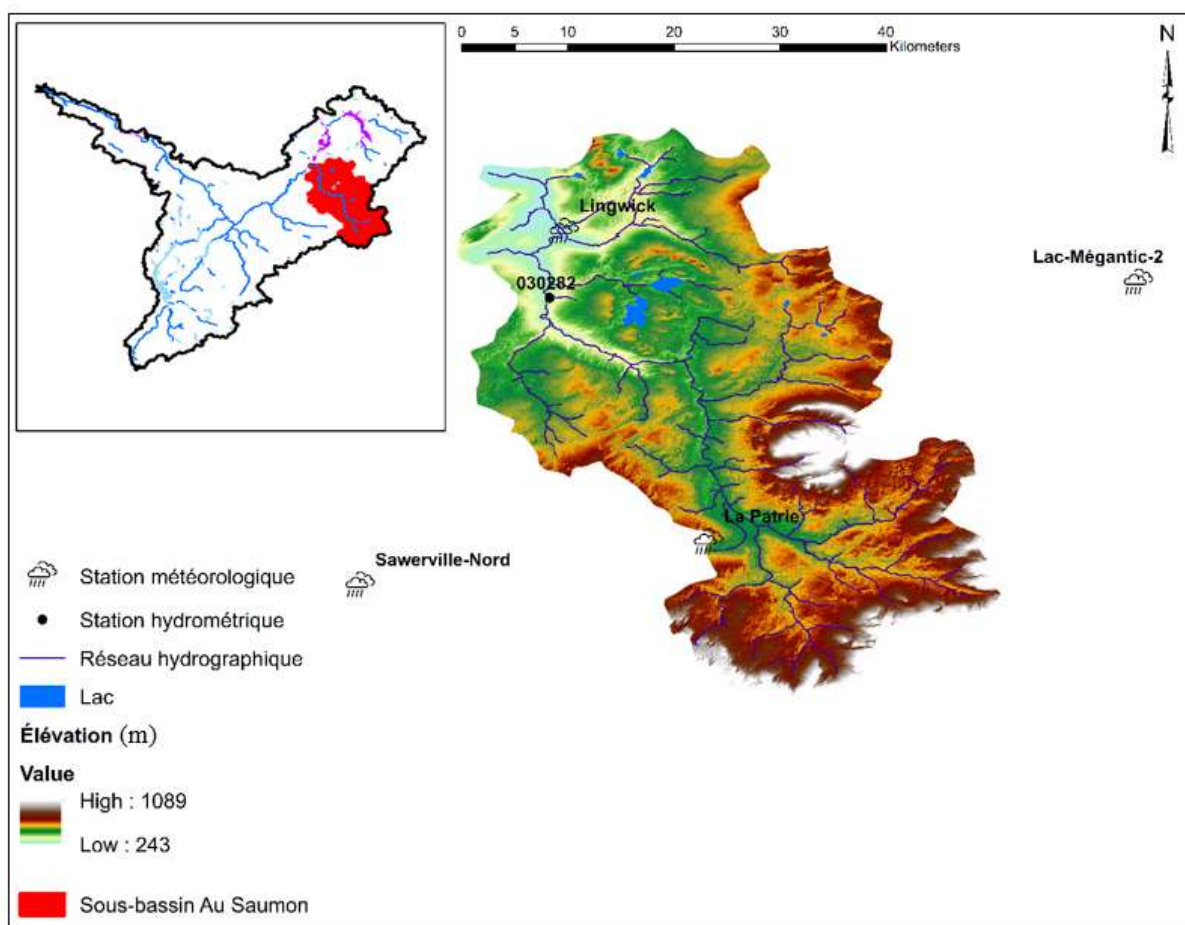


Figure 6 – Bassin versant de la rivière Au Saumon

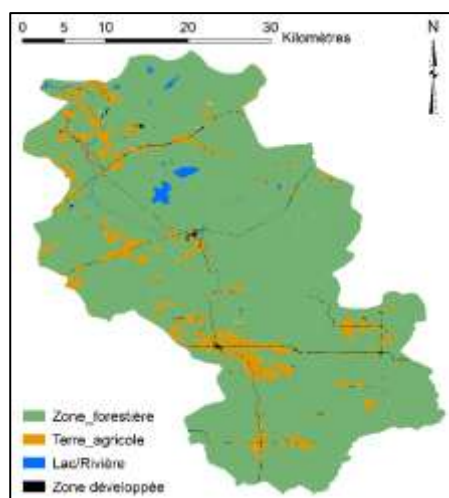


Figure 7 – Couverture du territoire (Au Saumon)

3.1.2 Bassin versant de la rivière Magog

Situé entre les longitudes 72°27'O et 71°50'O et les latitudes 44°35'N 45°25'N, le bassin versant de la rivière Magog draine une superficie de 1979 km² dont près de 1100 km² est situé en sol états-uniens (portion au sud de la droite, Figure 4). La rivière Magog a un débit moyen de 38 m³/s (Figure 8), ce qui représente donc 13% du débit total de la rivière Saint-François.

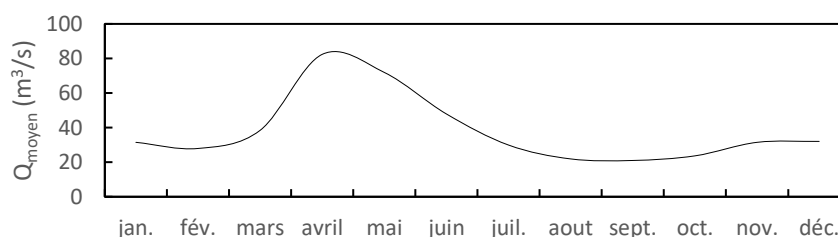


Figure 8 – Hydrogramme annuel moyen de la rivière Magog (1970-2000)

La région est caractérisée par sa topographie montagneuse, dont l'élévation varie entre 150 et 1004 mètres d'altitude, avec une élévation moyenne de 349 mètres. Le climat est lui aussi de type Dfb. L'historique climatique, présenté au Tableau 2, indique un différentiel de température moyen de 29.4 °C entre le mois le plus chaud, soit juillet (température moyenne de 18.9 °C) et le mois le plus froid, soit janvier (-10.5 °C). Tel que le bassin versant de la rivière Au Saumon. Les quantités de précipitation sont relativement homogènes tout au long de l'année. En hiver, les précipitations sont majoritairement sous forme solide, mais il n'est pas exclu d'avoir des précipitations liquides. Les précipitations liquides sont en moyenne de 967 mm et de 293 cm sous forme de neige. Selon le USDA, la texture de la couche de surface est principalement de type loam. La rivière Magog suit un parcours d'environ 32 km s'écoulant vers le nord dans la

rivière Saint-François et prend sa source dans le lac Memphrémagog, long de 51 km et qui couvre 6% de la superficie du bassin versant. Selon la base de données Géobase de Ressources naturelles Canada (RNCan), 61% du territoire est couvert de forêts, 17% de terres agricoles, 14% de lacs et 8% de milieux urbains. La Figure 9 montre le bassin versant de la rivière Magog et ses principaux affluents, tandis que le Tableau 2 présente la couverture du territoire.

Tableau 2 – Climatologie du bassin versant de la rivière Magog

	Max. (°C)	Temp. Min. (°C)	Moy. (°C)	Pluie (mm)	Précip. Neige (cm)	Total (mm)
Janvier	-5.1	-15.7	-10.5	29.1	73.0	105.2 B
Février	-2.8	-14.4	-8.6	22.6	57.5	81.7
Mars	2.3	-9.0	-3.4	40.5	47.2	90.0
Avril	10.3	-1.1	4.6	75.6	16.1	93.0
Mai	17.6	5.0	11.4	107.5	0.3	107.8
Juin	22.6	10.4	16.5	111.0	0.0	111.0
Juillet	24.9	12.9	18.9	124.9	0.0	124.9
Août	23.8	12.0	17.9	122.3	0.0	122.3
Septembre	19.2	8.0	13.5	97.8	0.0	97.8
Octobre	12.0	2.1	7.1	112.8	3.8	116.6
Novembre	5.0	-3.0	1.0	82.5	24.5	107.0
Décembre	-2.0	-10.5	-6.3	40.0	70.6	112.8
Annuel	10.7	-0.3	5.2	966.6	292.9	1 270.1

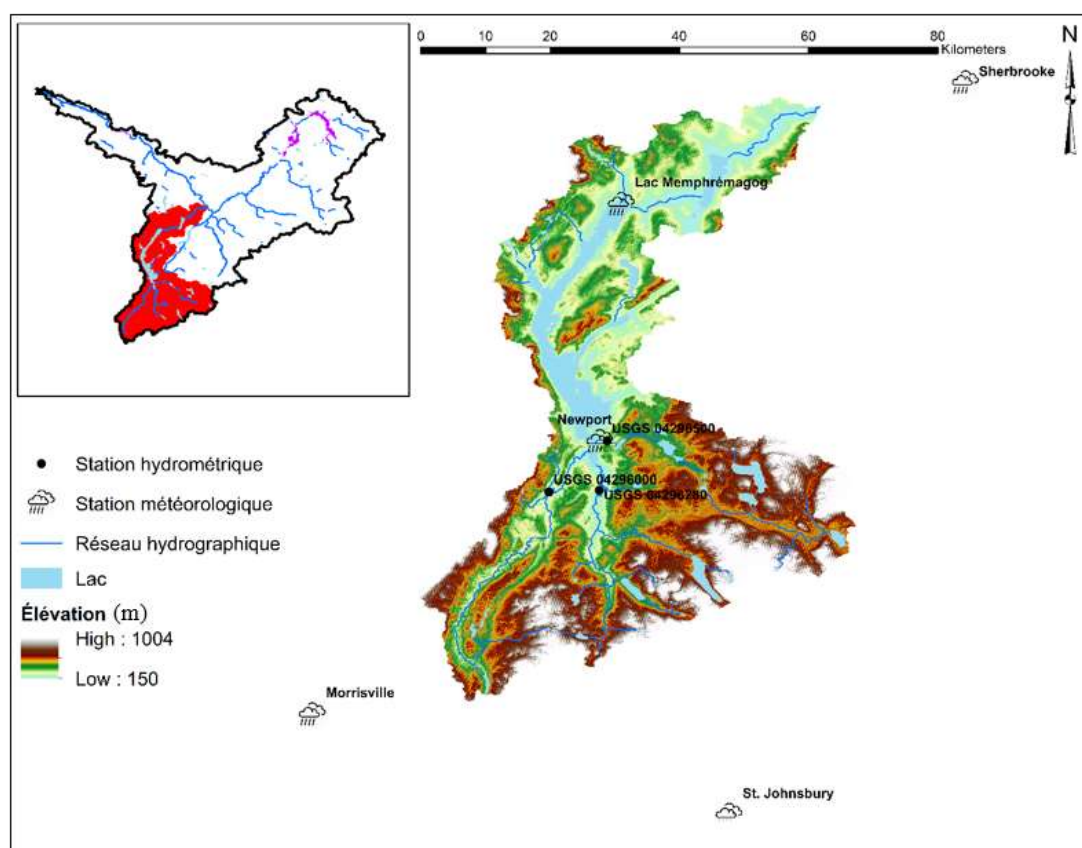


Figure 9 – Bassin versant de la rivière Magog

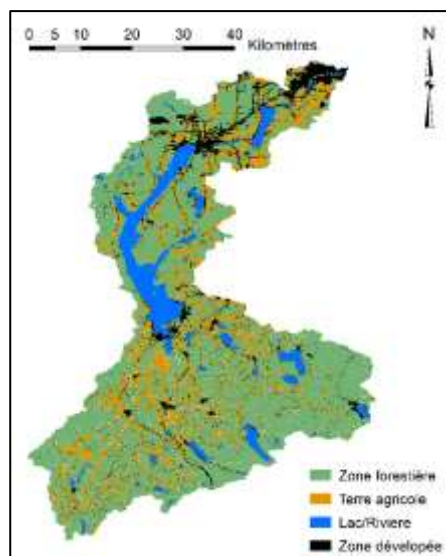


Figure 10 – Couverture du bassin

3.2 Base de données du projet

On peut grouper les données requises par le projet en deux grandes familles. D'un côté, il y a les données nécessaires pour établir les modèles et équations qui seront employés pour faire une spatialisation de l'humidité du sol estimée sur les bassins versants à l'étude. La base de données est constituée d'observations pour les saisons estivales 2018 et 2019. Ces données sont les données d'humidité du sol disponibles à un pas de temps régulier d'une heure pour la période du 8 mai au 29 octobre 2019 (Figure 33 et Figure 34 à l'Annexe A), pour lequel nous comptons 26 sondes en surface et 10 sondes à une profondeur de 20 centimètres installées en milieu agricole et 6 sondes en surface installées en milieu forestier (Figure 35, Figure 36 et Tableau 14 à l'Annexe A). Ces dernières sont situées en bordure de forêt et à proximité de sondes installées en milieu agricole. Il y a 27 images radar à haute résolution de Sentinel-1A, les 27 images du radiomètre spectral MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), correspondant à la même période. Enfin, des échantillons de sol ont été recueillis pour valider la fiabilité des données enregistrées par les sondes. Un échantillon de sol par station installée en milieu agricole est donc disponible.

De l'autre côté, il y a les données nécessaires pour faire les simulations dans le modèle de simulation hydrologique. Il y aura une description à l'égard du processus de calage et des correctifs à appliquer.

Les données employées pour les simulations du présent projet sont les données météorologiques des stations La Patrie, Lingwick, Sawerville-Nord, Lac-Mégantic-2 pour le bassin versant de la rivière Au Saumon; et Magog, Morrisville, Newport, Sherbrooke, St-Johnsbury pour celui de la rivière Magog. De plus, les données hydrométriques des stations Au Saumon 030282 (rivière Au Saumon), USGS 04296000 (rivière Black), USGS 04296500 (rivière Clyde) et USGS 04296280 (rivière Barton) ont été utilisées afin de faire la comparaison des débits observés avec ceux simulés par le modèle hydrologique suivant la mise à jour de l'humidité du sol. L'emplacement des stations météorologiques et hydrométriques est montré aux Figure 6 et Figure 9, respectivement pour les bassins versants Au Saumon et Magog.

3.2.1 Images Sentinel-1A

La mission Sentinel-1 est en opération depuis 2014 et comprend une constellation de deux satellites (1A et 1B) dotés d'un radar RSO en bande C. Les modes d'acquisition comprennent le *Stripmap (SM)*, *Interferometric Wide swath (IW)*, *Extra-Wide swath (EW)* et *Wave (WV)*. Au sud du Québec, la couverture est partielle. Seules les images de Sentinel-1A sont disponibles. Aussi, le mode IW est le seul mode utilisé pour observer la Terre à cet endroit. Ce mode est caractérisé par une largeur de fauchée de 250 km et un angle d'incidence variant entre 29.1° et 46.0°. Le produit *Level-1GRD* présente le plus haut niveau utilisable pour lequel l'effet de chatoiement (*speckle*) est réduit. Il est décrit par un complexe Multi-Look projeté à la hauteur du sol utilisant la projection WGS84 (ESA, 2018). Les images IW sont disponibles gratuitement par téléchargement. L'outil SNAP, conçu exprès pour Sentinel, a été utilisé pour faire les corrections nécessaires (ex. : angle d'incidence) des images Sentinel-1A téléchargées.

Les images Sentinel-1A réobservées à une fréquence de 12 jours (5h56, UTC-5) ont été téléchargées pour la période estivale 2018 (du 1 mai au 4 octobre) et 2019 (du 8 mai au 29 septembre) en mode IW à partir de la plateforme de téléchargement *Copernicus Open Access Hub* de l'*European Space Agency* (ESA). Le produit téléchargé est le *Level-1 GRD* (Ground Range Detected). Également, l'information sur la phase est perdue et la valeur de chaque pixel représente l'amplitude du signal détecté.

La base de données du projet est donc constituée d'un total de 27 images en polarisation VV (14 pour 2018 et 13 pour 2019) avec une résolution géométrique de 20 m par 22 m (portée et azimut) et des pixels de 10 m x 10 m. La tuile a une taille de 250 km par 150 km (portée et

azimut) correspondant à 25 000 pixels x 15 000 pixels. Enfin, la cible est prise en mode descendant avec une visée à droite pour des angles d'incidence variant de 33.0° (à l'est) à 36.0° (à l'ouest) pour Au Saumon et de 37.0° (à l'est) à 40.5° (à l'ouest) pour Magog.

Les images sont traitées suivant une série d'étapes effectuées sur l'outil de traitement SNAP conçu pour le traitement d'images de la constellation Sentinel. Un exemple d'image est présenté à l'Annexe B (Figure 37). En premier, le bruit lié à la bordure de l'image est enlevé en retirant une bordure de 500 pixels sur chaque côté de l'image. Ensuite le bruit thermique est supprimé selon les travaux de Foumelis et coll. (2018). En troisième lieu, l'étape de calibration de l'image permet de produire une image dans lequel les pixels peuvent directement être reliés au coefficient de rétrodiffusion. Cela consiste en une correction radiométrique qui permet de corriger les biais permettant ainsi que chaque pixel représente réellement le signal rétrodiffusé de la cible. Cette étape est aussi importante pour faire la comparaison d'images prises à différents temps ou pour lequel un mode différent a été choisi. Vient ensuite l'étape de réduction de l'effet de chatoiement. Un filtre de Lee 7x7 est employé avec le paramètre sigma valant 0.5. Ce paramètre indique l'écart type du bruit multiplicatif. Il est fonction du nombre de vues des données POLSAR. Enfin, une correction de terrain (orthorectification) permet de corriger les distorsions de l'image liées à l'effet Doppler causé par les variations topographiques de la scène observée et de l'inclinaison de l'instrument pour observer la scène.

3.2.2 Images MODIS

Les images MODIS proviennent des deux satellites Terra et Aqua lancés en orbite par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Les données ont une résolution spatiale variant de 250 m à 1 km. Les produits téléchargés sont le MOD13Q1 et MYD13Q1, tous deux de la version 6 et Level 3. Les images couvrent l'entièreté des deux bassins versants avec des pixels carrés de 250 m par 250 m. Séparément, ces produits sont générés tous les 16 jours avec un décalage de 8 jours entre les deux capteurs. Au final, une résolution temporelle de 8 jours est obtenue. Deux couches de végétation sont disponibles pour une même image. Le NDVI a été retenu comme indice de végétation à utiliser pour le projet. Pour terminer, ces images ne requièrent aucun traitement et sont prêtes pour l'utilisation.

3.2.3 Données d'humidité du sol *in situ*

L'humidité du sol a été mesurée directement sur le terrain à chaque heure de façon à avoir une information à la même heure que lors du passage du capteur radar Sentinel-1A. En présence d'un profil vertical homogène d'humidité du sol, Boisvert et coll. (1997) mentionnent qu'il existe une profondeur optimale de mesure de l'humidité du sol qui permet de relier le signal rétrodiffusé à l'humidité du sol. Les résultats de cette recherche suggèrent une profondeur de cinq (5) cm. Cependant, s'il existe un gradient vertical d'humidité du sol pour la couche 0-5 cm, une surestimation du signal rétrodiffusé peut être perçue (Boisvert et coll., 1997). Pour chacun des bassins versants à l'étude, le déploiement de sondes en milieu agricole comprend donc : 13 sondes disposées verticalement à la surface sur une profondeur de cinq (5) cm et cinq (5) sondes disposés horizontalement à une profondeur 20 cm dans la zone racinaire. De plus, cinq (5) sondes disposées à la verticale ont été installées en zone forestière dont trois (3) sur le bassin de la rivière Au Saumon et trois (3) sur le bassin de la rivière Magog. Le modèle utilisé est le EC-5 de la compagnie METER Group. Il utilise le principe de capacitance (section 2.3). La distribution géographique des sondes est présentée aux Figure 35 et Figure 36 à l'Annexe A.

En plus de ces données captées de façon continue, des données ponctuelles ont été prises au centre de chaque champ lors des journées pour lequel il y a passage du radar Sentinel-1A. Ceci correspond à des données additionnelles. Ces données ont l'avantage de représenter en tout temps l'état de la végétation réelle au sein du champ instrumenté. En effet, les activités agricoles (récoltes) durant la saison modifient la hauteur de la végétation, mais sans avoir d'effet en bordure de champ où les stations sont installées. Les données ponctuelles correspondent donc mieux à l'observation faite par le capteur Sentinel-1A.

Des tests en laboratoire ont été effectués pour s'assurer de la fonctionnalité des appareils et de la qualité des mesures. Le détail de ces tests est présenté à l'Annexe A.

3.2.4 Échantillons de sol et hauteurs de végétation

Afin de valider la qualité de la mesure des sondes EC-5, des échantillons de sol ont été récupérés sur le terrain à l'endroit où les sondes ont mesuré l'humidité du sol. D'abord, la couche de surface (2 à 3 cm) a été retirée puisqu'elle contenait essentiellement la végétation en place. Une profondeur maximale de 5 cm a été respectée pour que la mesure d'humidité calculée en

laboratoire soit comparable à celle lue par le capteur EC-5. La méthode standardisée D2216 de l'ASTM a été utilisée pour calculer l'humidité du sol des échantillons. Les résultats sont présentés à l'Annexe A (Figure 30, Figure 31 et Figure 32). La hauteur de la végétation a également été prise en note lors des visites sur le terrain au moyen d'un gallon à mesurer standard. Les valeurs ont été arrondies aux cinq (5) centimètres près.

3.2.5 Données météorologiques

Les données météorologiques des stations mentionnées plus haut comprennent la température et la quantité de précipitation. Pour les stations en sol canadien, les produits proviennent du MELCC (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques) et couvrent la période de 2010 à 2020. Les données des stations situées en territoire américain ont été téléchargées via le réseau global historique du climat mis à disposition par NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Toutes ces données sont à une fréquence journalière.

3.2.6 Données hydrométriques

En vue de faire la comparaison des débits observés aux stations et ceux simulés, le choix des stations s'est fait en sélectionnant celles pour lesquelles les données sont disponibles jusqu'en 2019. Pour la rivière Au Saumon, une seule station est ouverte actuellement, soit la station 030282 pour laquelle les données sont disponibles depuis 1974. L'écoulement est naturel et la station est située à 1.9 km en amont du ruisseau McGill (Figure 6). La superficie du bassin versant à la station est de 769 km². Pour la rivière Magog, il n'y a pas de station hydrométrique installée, mais seulement un limnimètre. Trois stations, dont l'écoulement est naturel, sont néanmoins présentes du côté américain du bassin versant soient : une sur la rivière Clyde (USGS 04296500), une sur la rivière Black (USGS 04296000) et une sur la rivière Barton (USGS 04296280). Ces trois rivières se déversent à l'extrémité sud du lac Memphrémagog. Il a été possible de synthétiser le débit total provenant des trois stations en effectuant une pondération pour la superficie manquante pour chaque station. Cette superficie manquante se situe entre la station hydrométrique et le point imaginaire de rassemblement des trois stations tout près du pont de la Route 5 enjambant le lac Memphrémagog dans la ville de Newport au Vermont. Les données moyennes journalières sont disponibles depuis 1909 à aujourd'hui.

CHAPITRE 4 — MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre traitera du cheminement développé pour répondre à l'objectif principal présenté au chapitre 1. Chaque étape menant au résultat de cette recherche sera décrite en détail. Une explication du fonctionnement du modèle hydrologique utilisé sera premièrement abordée. Une description succincte des étapes qui permet d'utiliser l'information radar pour mettre à jour l'humidité du sol fera suite. Enfin, il sera mentionné des différents scénarios élaborés et modélisés pour améliorer la simulation hydrologique en rivière. La Figure 39, à l'Annexe B, présente un calendrier sous forme d'échéancier décrivant les étapes essentielles du projet de recherche. Le premier tiers des deux années du projet de recherche a permis de faire une revue de la littérature, de préparer les outils de mesures en vue de leur déploiement sur le terrain et de la prise de contact avec les propriétaires de ceux-ci. Le deuxième tiers a été consacré à la prise de mesures de données et au traitement de celles-ci en plus de faire l'établissement de la méthodologie complète. Le dernier tiers représente tous les efforts de simulations hydrologiques et la préparation des résultats en plus de la rédaction du présent mémoire.

4.1 Le modèle Hydrotel

Hydrotel est un modèle hydrologique distribué spécialement conçu pour être compatible avec les données de télédétection (Fortin et coll., 2001). Il a été conçu par l'Institut national de recherche scientifique Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE). Ce logiciel a été retenu puisqu'il permet de caractériser les variables d'état à l'échelle du bassin versant au sein d'unités hydrologiques relativement uniformes (UHRH), comme l'humidité du sol et la neige. Hydrotel peut bénéficier d'images satellitaires, comme les images radar à haute résolution de Sentinel-1A. L'avantage d'Hydrotel dans le cadre de cette recherche est qu'il n'est pas nécessaire de procéder à l'assimilation des données recueillies et formant la base de données puisqu'il existe une variable compatible décrivant l'humidité du sol au sein du logiciel. On peut donc procéder à une mise à jour directe de cette variable. Le modèle permet de faire la modélisation des variables hydrologiques par le biais de processus hydrologiques en interaction. Le calcul se fait indépendamment pour chaque UHRH, dont chacune est définie en fonction des confluences des divers tronçons de rivière et délimitée à partir des cartes sur le type de sol, l'occupation du sol et la classe de pente. Pour l'occupation du sol, la télédétection permet d'établir des pourcentages respectifs pour chacune des classes d'occupation du sol à l'intérieur même d'une UHRH. Par

contre, un seul type de sol, le type de sol ayant la plus grande superficie à l'intérieur de l'UHRH, est retenu pour chacun d'eux (Nguyen et coll., 2018). Sur le plan temporel, Hydrotel permet la simulation en continu suivant un pas de temps horaire jusqu'à journalier. Les divers processus hydrologiques en interaction sont simulés par sept sous-modèles (Figure 11) : la météorologie, l'évolution du couvert nival, la température du sol, l'évapotranspiration potentielle, le bilan d'eau vertical, le ruissellement et le routage. Les prochaines sections décrivent les principales approches proposées par Hydrotel pour ces sous-modèles.

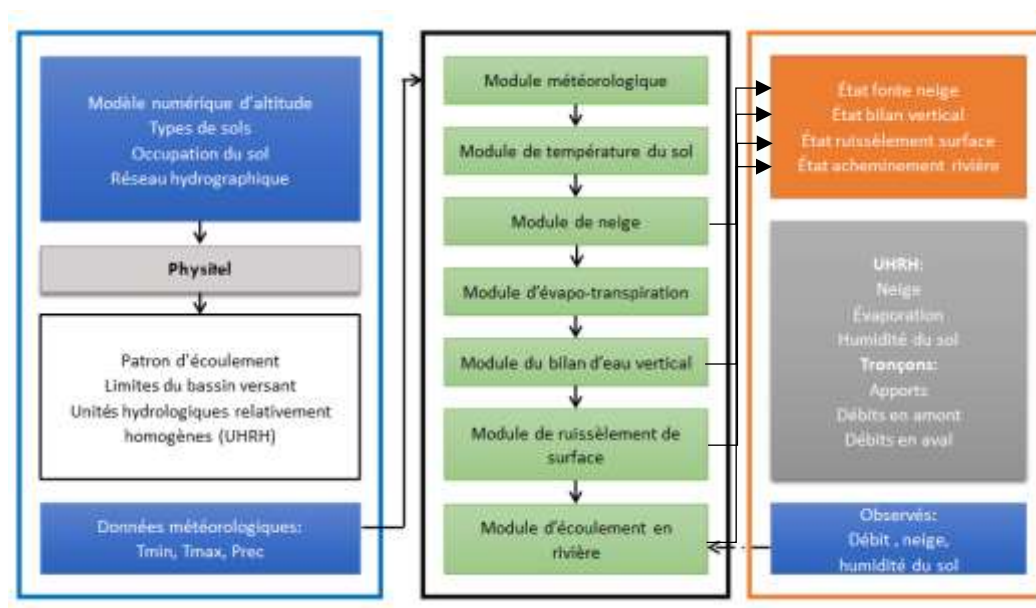


Figure 11 – Fonctionnement du modèle Hydrotel

4.1.1 La météorologie

Les variables météorologiques telles la précipitation solide et liquide, la température, l'humidité, le vent, la radiation solaire et l'insolation sont estimées pour chaque UHRH suivant des techniques d'interpolation des stations d'observation. Deux options sont disponibles, soient les polygones de Thiessen et la moyenne pondérée des trois stations avoisinantes. L'utilisation de données de type raster provenant de radars météo est aussi possible. C'est la méthode de Thiessen qui est utilisée pour les deux sites.

4.1.2 Température du sol

L'implantation du modèle de température du sol dans le modèle hydrologique Hydrotel implique une interaction avec le calcul du bilan vertical en regard de l'infiltration de l'eau dans

le sol. Ce modèle constitue une nouveauté (nouveau module) dans la prise en compte de l'effet du gel-dégel du sol sur l'hydrologie (Rousseau et coll., 2014). Un premier modèle d'estimation du profil de température du sol est basé sur les travaux de Rankinen et coll. (2004) et permet de calculer la température du sol à différentes profondeurs avec ou sans la présence d'un couvert de neige. Jusqu'à aujourd'hui, peu de tests ont été effectués avec ce modèle à la fois pour vérifier la concordance des températures simulées-observées et son impact sur les écoulements. Par ailleurs, un deuxième modèle est maintenant disponible avec la version 4.0.31.0000 d'Hydrotel et est basé sur les travaux de Thorsen et coll. (2010). C'est néanmoins le modèle de Rankinen qui est utilisé pour le présent projet. Enfin, l'utilisateur peut selon la simulation considérer ou non le modèle de température du sol.

4.1.3 L'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration est le processus physique par lequel une quantité d'eau est transférée à l'atmosphère par le biais de la transpiration des végétaux et l'évaporation en surface. Hydrotel met à disposition cinq méthodes pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

La première équation possible est celle de Penman-Monteith (1965). Monteith a modifié l'équation de Penman (1948) pour quantifier l'évapotranspiration et non seulement l'évaporation. Les paramètres requis sont la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent, la radiation solaire, l'insolation ainsi que l'albédo de l'occupation du sol. Si possible, cette équation devrait être préférée aux autres puisqu'elle permet de décrire avec une meilleure précision les fluctuations de l'ETP. Les caractéristiques de la végétation telles la hauteur et la résistance stomatale sont également requises pour lequel les valeurs par défaut sont respectivement de 0.12 m et 100 s/m. Priestley et Taylor (1972) et Linacre (1977) proposent tous deux une version simplifiée de l'équation de Penman en négligeant la résistance stomatale et en ne conservant que le terme décrivant la radiation solaire. D'autre part, l'utilisateur peut aussi utiliser l'équation de Thornthwaite (1948) qui est fréquemment employée par le fait qu'elle nécessite que la température et la durée d'ensoleillement (ce dernier étant défini par le facteur de décalage L_j). La version originale de l'équation de Thornthwaite calcule l'ETP mensuelle. Des modifications au modèle permettent cependant de calculer l'ETP journalière avec un rendement comparable à la méthode de Monteith-Penman (voir par exemple Pereira et Pruitt, 2004). La méthode Thornthwaite que l'on retrouve dans Hydrotel calcule l'ETP au pas de temps

journalier (Rousseau, 2020, communication personnelle). L'équation de Thornthwaite ne contient par ailleurs pas de terme pouvant distinguer entre les classes d'occupation du sol. L'ETP résultante est ainsi identique pour chaque classe. La dernière équation proposée par Hydrotel pour le calcul de l'ETP est celle développée par Hydro-Québec. Le résultat donne des valeurs d'ETP journalière basées uniquement sur les températures maximales et minimales journalière. Comme l'équation de Thornthwaite, la méthode développée par Hydro-Québec ne permet pas de distinguer l'ETP pour des classes différentes d'occupation du sol. Les Tableau 3 et Tableau 4 regroupent les différentes équations avec une description des paramètres.

Tableau 3 – Les différentes équations d'ETP sous Hydrotel

Méthode	Équation	Pas de temps
Thornthwaite (1948)	$ETP = \frac{16.2}{30.4} \cdot L_j \cdot \left(\frac{10T}{I}\right)^\alpha$	Mensuel
Penman-Monteith (1965)	$ETP = \left(\frac{\Delta \cdot R_n + E_a}{\Delta + \gamma}\right) \cdot \frac{1}{L_e}$	Journalier
Priestley et Taylor (1972)	$ETP = \varepsilon \cdot \left(\frac{\Delta \cdot R_n}{\Delta + \gamma}\right) \cdot \frac{1}{L_e}$	Journalier
Linacre (1977)	$ETP = \left[\frac{24.41 \cdot (0.75 - A)T_{mer}}{100 - L_m} + (T - T_{wm}) \right] \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)$	Journalier
Hydro-Québec	$ETP = 0.0029718 \cdot (T_{max} - T_{min}) \cdot e^{0.0342 \cdot (T_{max} - T_{min}) + 1.216}$	Journalier

Tableau 4 – Description des paramètres

Paramètre	Définition
L_j	Facteur de déphasage (jours)
T	Température moyenne journalière (°C)
I	Indice thermique (°C)
α	Coefficient déterminé à partir de l'indice thermique I
Δ	Pente de la tension de vapeur saturante de l'air
R_n	Radiation solaire nette à l'endroit d'où se fait l'ETP ($J \cdot m^{-2} \cdot j^{-1}$)
E_a	Pouvoir évaporant de l'air ($J \cdot mb \cdot m^{-2} \cdot K^{-1} \cdot j^{-1}$)
γ	Constante psychrométrique ($mb \cdot K^{-1}$)
L_e	Chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J \cdot kg^{-1}$).
ε	Coefficient de proportionnalité
A	Albédo de chacune des classes d'occupation du territoire
T_{mer}	Température de l'air moyenne journalière ramenée au niveau de la mer (°C)
T_{wm}	Température du point de rosée moyenne journalière (°C)
L_m	Latitude moyenne du bassin versant
T_{max}	Température maximale journalière (°C)
T_{min}	Température minimale journalière (°C)

4.1.4 Le bilan d'eau vertical

Le cycle de l'eau à l'interface sol-atmosphère fait intervenir plusieurs concepts physiques. Selon la condition antécédente d'humidité du sol et les conditions atmosphériques à un moment précis, une partie des précipitations liquides ne participe pas au ruissellement. Cette partie est répartie en trois processus différents : l'évaporation, l'infiltration et l'absorption racinaire. Hydrotel offre deux options pour la simulation des échanges d'eau vertical dans le sol. La première qui est reprise du modèle CEQUEAU de Morin et coll. (1981). Ce sous-modèle conceptuel peut être appliqué dans des situations où l'utilisateur ne dispose pas d'information sur le type de sol. Cependant, ce modèle ne peut être utilisé pour un pas de temps inférieur à 24 heures et n'a pas été conçu pour fonctionner avec les données de télédétection et l'information provenant de SIG. Le bilan vertical est simulé par l'utilisation de deux réservoirs distincts (Figure 12a). Le réservoir du haut permet de simuler les échanges de la zone non-saturée tandis que le réservoir du bas s'apparente à la zone saturée caractérisée par le débit de base.

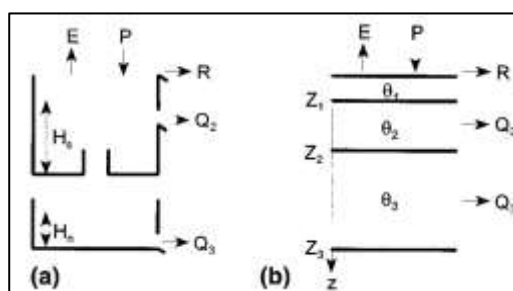


Figure 12 – Le modèle CEQUEAU (a) et le modèle BV3C (b)

Afin de permettre l'utilisation des données de télédétection, l'INRS-ETE a développé le sous-modèle BV3C (Bilan Vertical 3 Couches) illustré à la Figure 12b. Les paramètres de ce modèle sont définis dans le but de représenter de façon globale les processus d'infiltration et de redistribution de l'eau à travers la colonne de sol. Comme on peut le voir à la Figure 12b, la colonne de sol est divisée en trois couches. La couche en surface est peu profonde et permet d'une part, de décrire le processus d'évaporation pour les sols nus, et d'un autre côté à prendre en compte la faible profondeur pour laquelle les données de télédétection estiment l'humidité du sol (typiquement 5 cm). La première couche contrôle l'infiltration tandis que la deuxième est associée à l'écoulement retardé. La troisième couche est associée au débit de base de la zone saturée. L'utilisateur peut fixer l'épaisseur de chacune des couches, et ce, indépendamment pour chaque UHRH. Enfin, le calcul du bilan vertical se fait à l'échelle de l'UHRH. À chaque pas de

temps de simulation, l'infiltration est contrôlée par les précipitations liquides ou la fonte du couvert nival (P_i) en condition non-saturée et par les caractéristiques hydrauliques du sol en condition saturée. L'excès d'eau en surface participe au ruissellement R . Le contenu en eau θ_j de chaque couche varie en fonction des flux verticaux $q_{1,2}$ et $q_{2,3}$, des écoulement horizontaux Q_2 et Q_3 , de l'absorption racinaire ou transpiration végétale Tr_j et de l'évaporation du sol nu. On note que les termes E et Tr_i ne sont pas calculés séparément mais sont groupés pour constituer l'évapotranspiration réelle, elle-même calculée à partir de l' ETP selon l'une ou l'autre des équations présentées au Tableau 3. Les équations de continuité effectuent un bilan d'eau pour chaque couche et sont traduites par les équations 4.1 à 4.3. C'est la méthode du BV3C qui est utilisée pour les modèles des deux sites d'étude.

$$Z_1 \cdot \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = P_i - q_{1,2} - E - Tr_1 \quad (4.1)$$

$$(Z_2 - Z_1) \cdot \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = q_{1,2} - q_{2,3} - Tr_2 - Q_2 \quad (4.2)$$

$$(Z_3 - Z_2) \cdot \frac{\partial \theta_3}{\partial t} = q_{2,3} - Tr_3 - Q_3 \quad (4.3)$$

4.1.5 Le ruissellement

L'écoulement sur la partie terrestre du bassin versant est le processus par lequel l'eau se déplace jusqu'à ce qu'elle atteigne le réseau hydrographique. Une fois le bilan vertical accompli, les différents écoulements sont calculés en déterminant et en appliquant un hydrogramme spécifique basé sur la géomorphologie de chaque UHRH. Les hydrogrammes sont déterminés avec les données d'occupation du sol et le modèle numérique de terrain. Si ces valeurs changent d'une simulation à l'autre, alors l'hydrogramme sera recalculé pour tenir compte des nouvelles valeurs. La courbe de l'hydrogramme est déterminée avec l'équation de l'onde cinématique (Fortin et coll., 2001). Enfin, chaque UHRH est associé à un tronçon hydrographique unique.

4.1.6 Le laminage

L'écoulement par le réseau hydrographique ou laminage est le processus par lequel l'eau chemine par un réseau de rivières, de lacs et de réservoirs jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Deux modèles sont disponibles, soit l'équation de l'onde cinématique modifiée et l'équation de l'onde diffusante. Pour chacune des méthodes, l'utilisateur peut modifier le coefficient de

Manning pour chaque tronçon associé à une UHRH. L'équation de l'onde cinématique modifiée diffère légèrement puisqu'elle prend en compte les caractéristiques géométriques du cours d'eau. L'équation de continuité devient donc :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (4.4)$$

À laquelle s'ajoute l'équation de l'onde cinématique :

$$\frac{\partial h}{\partial x} = S_o - S_f \quad (4.5)$$

où Q est le débit (m^3/s), A est la surface mouillée (m^2), q est le débit latéral en provenance des cellules voisines (m^2/s) et S_f est la pente de la surface libre (m/m). La seconde approche, l'onde diffusante, permet de mieux suivre les ondes de crues dans les zones à faible pente.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -C \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\sigma}{C^2} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial t^2} + \frac{2\sigma^2}{C^3} \cdot \frac{\partial^3 Q}{\partial x \partial t^2} \quad (4.6)$$

Dans lequel C est la célérité de l'onde de surface (m/s) et σ est le coefficient de diffusion (m^2/s). Ces deux paramètres sont obtenus à partir de relations qui sont fonctions du débit moyen et de la géométrie du cours d'eau. C'est l'équation de l'onde cinématique modifiée qui est utilisée pour les deux sites à l'étude.

4.2 Calage du modèle Hydrotel

Un modèle hydrologique pour chacun des deux sites à l'étude a préalablement été calé et validé par le professionnel de recherche de la chaire de recherche. La technique de calage utilisée est le SCE-UA (*Shuffled Complex Evolution – University of Arizona*) développée par Duan et coll. (1994). Cette technique de calage automatique a permis de trouver le jeu optimal pour les paramètres. Les résultats sont présentés aux Tableau 15 et Tableau 16 à l'Annexe B. Le modèle Au Saumon a été calé sur la période 1994-2005 et un critère de Nash-Sutcliffe (NS) de 0.68 a été obtenu tandis que le modèle Magog a été calé sur la période 2009-2017 avec un critère NS de 0.65 (voir la section 4.6 pour la définition du critère). Comme discuté à la section 3.2.6, il n'existe pas de station hydrométrique sur la rivière Magog elle-même, mais plutôt sur les rivières Barton, Black et Clyde en amont du lac Memphrémagog. Les UHRH appartenant à chacune de ces rivières possèdent donc le jeu de paramètres optimisés respectif à sa rivière. La valeur de NS mentionnée représente une moyenne des coefficients NS de ces trois rivières, qui

sont respectivement de 0.63, 0.59 et 0.74. Les UHRH en aval des stations hydrométriques des deux sites d'étude n'ont donc aucune influence sur les débits estimés par Hydrotel à l'endroit des stations hydrométriques bien qu'ils soient mis à jour. Enfin, les modèles ont été validés sur la période 1985-1995 et un NS de 0.64 a été obtenu pour Au Saumon et de 0.75 pour Magog.

4.2.1 Ajustement aux modèles

Bien que les modèles aient été calibrés dans l'optique d'obtenir les meilleurs Nash possibles, certains paramètres ont dû être changés afin qu'ils soient compatibles avec les données d'humidité du sol qui seront utilisées pour mettre à jour le modèle hydrologique afin de lancer des simulations. Le premier paramètre modifié est l'épaisseur de la couche de surface *Epaisseur_Couche_1* du module de bilan vertical BV3C. Cette couche contrôle le ruissellement de surface. Au lieu d'utiliser des épaisseurs de 0.0044 m et de 0.0016 m obtenues par calage respectivement pour Au Saumon et Magog, les valeurs ont été changées à 0.05 mètre afin de correspondre à la profondeur d'installation des sondes d'humidité du sol de la base de données. Aussi, cette profondeur est comparable à la profondeur de pénétration du signal radar du satellite Sentinel-1A (quelques centimètres). Une analyse de sensibilité a permis de constater que la contribution de la première couche de sol au débit observé est minime comparé à celle provenant de la deuxième couche de sol. Ce constat est également constaté par Brocca et coll. (2012) pour leur simulation avec le modèle SWAT. Enfin, Fortin et coll. (2001) mentionnent que la première couche est relativement mince (10-20 cm) pour correspondre à l'épaisseur du sol influencée par l'évaporation à partir du sol nu, tout en conservant une compatibilité avec la profondeur à partir de laquelle il est possible d'obtenir l'humidité du sol par télédétection.

Le deuxième paramètre qu'il a été choisi de modifier est le type de sol caractérisant les bassins versants Au Saumon et Magog. Le sable a été le choix initial utilisé pour définir presque l'entièreté des 205 UHRH du bassin versant Au Saumon. Le sable est un sol dont la conductivité hydraulique à saturation est très élevée. Dans Hydrotel, les caractéristiques des sols proviennent de Rawls et coll. (1982) et le Tableau 18 à l'Annexe B montre ces valeurs. La carte pédologique produit par SISCAN (Système d'information des sols du Canada) propose quant à elle que les sols soient de type loam-sableux (*sandy-loam*) avec une majorité de MGO (Magog), GEB (Greensboro), RCI (Racine), MBY (Milby) et ASC (Ascot). La conductivité hydraulique du sable à saturation de base dans Hydrotel est de 0.21 m/s tandis qu'elle est de 0.0259 m/s pour

un loam-sableux. Suite à une analyse de sensibilité et dans un effort de conserver au mieux possible le Nash de 0.64 obtenu suite au calage, une conductivité hydraulique à saturation de 0.08 m/s a été utilisée pour le bassin versant Au Saumon. De plus, puisque le modèle Magog contient une majorité d'UHRH (408 sur 480) pour lequel le sol est défini en tant que sable limoneux (*loamy-sand*), la valeur de la conductivité à saturation de ce type de sol a aussi été modifiée. Une valeur équivalente au type de sol loam a été employée, soit 0.0132 m/s. La teneur en eau maximale du sol de type sable limoneux a par la suite été changée d'une valeur de 0.401 à une valeur de 0.417, soit celle du sable. Par ailleurs, la totalité des UHRH représentant les trois sous-bassins décrits à la section 4.2 sont affectés par ces changements puisqu'ils sont entièrement définis par un sol de type sable limoneux. Les NS après ces changements sont de 0.62 pour Au Saumon et de 0.68 pour Magog pour la période 1985-1995.

4.3 Démarche de mise à jour de l'humidité du sol proposée

La Figure 13 résume les différentes étapes pour le calcul de l'humidité du sol à partir des images radars Sentinel-1A. Les paragraphes suivants expliquent en détail ces étapes.

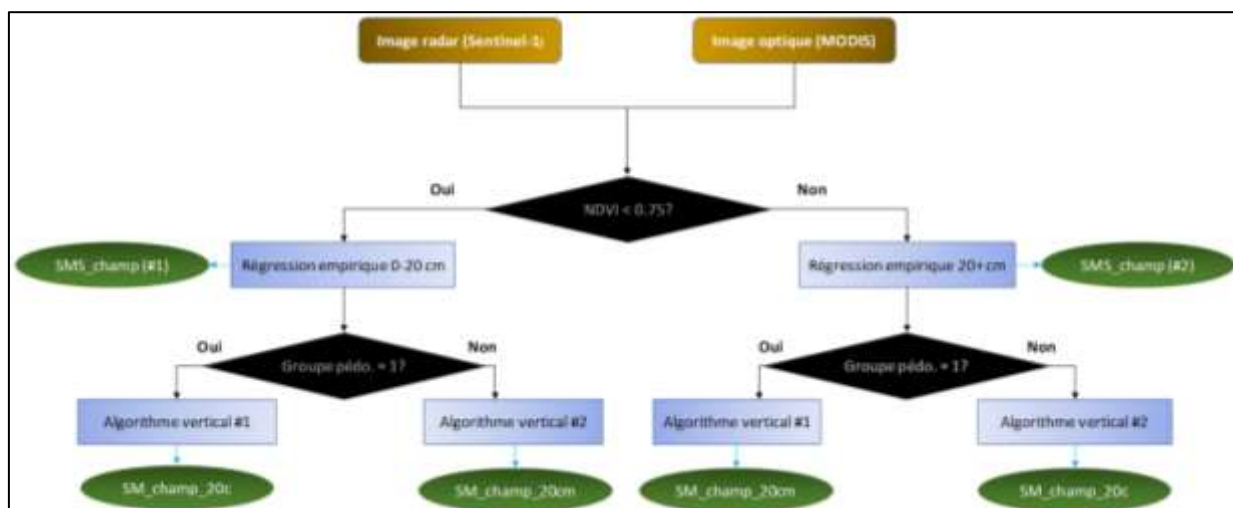


Figure 13 – Production de SM par télédétection

4.3.1 Modèle d'inversion du signal radar rétrodiffusé en humidité de surface

Le modèle d'inversion permettra de convertir directement le signal radar rétrodiffusé en humidité de surface. Ce modèle empirique sera construit en utilisant la base de données d'humidité de surface. Le modèle d'inversion sera applicable aux deux bassins versants. On fait ici l'hypothèse que les effets géographiques tels que la variabilité de l'angle d'incidence du

capteur Sentinel-1A auront un effet négligeable et que la rugosité du sol sera similaire d'un terrain à l'autre. L'effet de la végétation sera pris en compte et la hauteur de la biomasse prise en note lors des visites sur le terrain pourra être utilisée pour tenter d'isoler cet effet.

4.3.2 Extrapolation verticale de l'humidité de surface

Les données d'humidité de surface in situ ont été utilisées pour établir un modèle permettant de prédire l'humidité du sol à une profondeur à laquelle le signal radar Sentinel-1A ne peut pénétrer. Le but est d'appliquer un modèle mathématique qui soit valable pour un type de sol couvrant une grande superficie du bassin versant. Les paramètres du modèle mathématique établi seront optimisés en minimisant l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les valeurs SM_{20cm} mesurées aux stations in situ et SM_{20cm} estimées par la relation mathématique.

Dans un premier temps, les séries temporelles d'humidité de surface comportant une sonde à 20 cm de profondeur seront lissées. Le modèle de lissage retenu est représenté par l'équation 4.7 et provient de l'approche de de Boor (1978).

$$p \sum_i w_i (y_i - s(x_i))^2 + (1 - p) \int \left(\frac{d^2 s}{dx^2} \right)^2 dx \quad (4.7)$$

Dans lequel w_i est le poids attribué à chaque valeur et prend la valeur par défaut de 1 et p est le seul paramètre de l'équation. Une valeur de 0 produit une régression linéaire basée sur les moindres carrés et une valeur de 1 produit une interpolation par spline cubique. Ce lissage permet de réduire les pics qui sont le résultat direct des précipitations et de l'évaporation et qui ont une action prédominante sur l'humidité de surface. Ensuite, une relation mathématique simple devra être développée afin d'obtenir un faible RMSE. Cette équation devra être applicable à un territoire impliquant une pédologie dominante du bassin versant. Les horizons de sols seront identifiés en se basant sur la carte SISCAn.

4.4 Mise à jour de SM dans Hydrotel

La simulation des débits avec Hydrotel doit respecter quelques contraintes temporelles. En effet, puisque l'estimation de l'humidité du sol est disponible lors du passage de Sentinel-1A, les simulations doivent commencer lors de ces mêmes journées. Le Tableau 5 montre les dates des passages de Sentinel-1A. Les liens reliant deux dates à la Figure 14 signifient qu'une moyenne

est effectuée avec les deux images MODIS concernées pour obtenir une valeur de NDVI représentant mieux l'état de la végétation lors du passage de Sentinel-1A.

Tableau 5 – Passages Sentinel-1A

2018	2019
1 mai	8 mai
13 mai	20 mai
25 mai	1 juin
6 juin	13 juin
18 juin	25 juin
30 juin	7 juillet
12 juillet	19 juillet
24 juillet	31 juillet
5 août	12 aout
17 août	24 aout
29 août	5 septembre
10 septembre	17 septembre
22 septembre	29 septembre
4 octobre	

MOD13Q1	MYD13Q1
	1 mai
9 mai	17 mai
25 mai	2 juin
10 juin	18 juin
26 juin	4 juillet
12 juillet	20 juillet
28 juillet	5 août
13 août	21 août
29 août	6 septembre
14 septembre	22 septembre
30 septembre	8 octobre

Figure 14 – Passage MODIS 2018 (Terra à gauche et Aqua à droite)

Les fichiers d'état du bassin versant sont premièrement produits. Pour ce faire, le modèle Hydrotel de base est lancé sur la période 2010-2019 et on demande l'enregistrement des états aux dates correspondant aux journées du passage de Sentinel-1A. Il y a cinq fichiers par date de simulation, soit : *acheminement_riviere.csv*, *bilan_vertical.csv*, *fonte_neige.csv*, *ruissellement_surface.csv* et *tempsol.csv*. Parmi ces fichiers, seul celui intervenant dans le bilan vertical est modifié. Les valeurs d'humidité du sol des couches de surface et hypodermique, θ_1 et θ_2 , du fichier état *bilan_vertical.csv* sont substituées par celles estimées par la démarche proposée (voir section 4.5). Cette étape est effectuée autant de fois qu'il y a de simulations. Pour simuler l'été 2019, par exemple, 13 simulations d'une durée de 12 jours chacune (correspondant à la période entre 2 passages successifs de Sentinel-1A au-dessus du bassin versant) doivent être

exécutées avec leurs fichiers d'états correspondants. La mise à jour de l'état du bassin versant utilise toujours l'estimation de base du modèle et non l'état du bassin versant suite à la mise à jour de la période qui précède. Ceci dans le but de conserver l'estimation de base du modèle. En procédant de la sorte, on évite de dégrader la simulation dans le cas où le modèle de base se comporte mieux que l'état final suite à l'insertion d'une première observation. En outre, cela permet aussi d'évaluer l'impact d'une observation de l'humidité du sol sur la correction de l'état et la simulation qui s'ensuit, par rapport au modèle sans correction. La mise à jour peut être considérée comme une insertion directe des valeurs d'humidité du sol estimées par Sentinel-1A dans le modèle Hydrotel. Un exemple de fichier est présenté à l'Annexe B (Tableau 17).

4.5 Scénarios

Afin de répondre à l'objectif principal (section 1.3), la simulation des débits en rivière par le recours de la mise à jour de l'humidité du sol estimée par télédétection doit être comparé à une référence. À ce chapitre, c'est le modèle de base préalablement calé qui sert de scénario de référence. Puisque l'on veut vérifier et quantifier la valeur ajoutée de la télédétection sur la simulation hydrologique de bassin versant, un deuxième scénario est développé en guise d'outil de comparaison. Les prochaines sous-sections expliquent les deux scénarios développés pour l'estimation de SMS et SM_{20cm} (humidité à 20 cm de profondeur). Rappelons que peu importe le scénario impliqué, la mise à jour considère que la valeur d'humidité du sol insérée dans Hydrotel ne doit pas dépasser la teneur à saturation du sol définie précédemment. Si tel est le cas, la valeur finale présente au fichier *bilan_vertical.csv* est la teneur en eau à saturation du sol.

4.5.1 Scénario Sentinel

L'estimation des valeurs de SMS et SM_{20cm} va comme suit pour le scénario *Sentinel*. Tout d'abord, la création de polygones de Thiessen permet la subdivision du bassin versant en sous-unités (sept pour Magog et huit pour Au Saumon) pour y assigner une valeur représentative d'humidité du sol tirée du modèle d'inversion Sentinel-1A. Le centre géométrique de chaque zone est défini par le centre géométrique de l'agglomération des terres agricoles au sein même de cette sous-unité (voir la Figure 15). Une moyenne du signal radar rétrodiffusé σ^0 au capteur Sentinel-1A est ensuite effectuée pour chaque polygone, soit en tenant compte de tous les pixels représentant une surface cultivée pour un même polygone. Le même procédé est appliqué aux

images MODIS, ce qui donne une valeur unique de σ° et du NDVI par polygone et par date. Ces étapes sont effectuées dans ArcGIS avec la commande *Zonal Statistics as Table*. Avec ces deux valeurs, il est possible de produire une valeur unique de SMS et de SM_{20cm} . Le SMS est estimé avec le modèle de régression linéaire qui a préalablement été construit (section 4.3.1) tandis que le SM_{20cm} est trouvé en employant le modèle d'extrapolation verticale d'humidité du sol (section 4.3.2). Chaque UHRH comprise dans un même polygone est donc caractérisée par une même valeur de SMS et SM_{20cm} pour une même date.

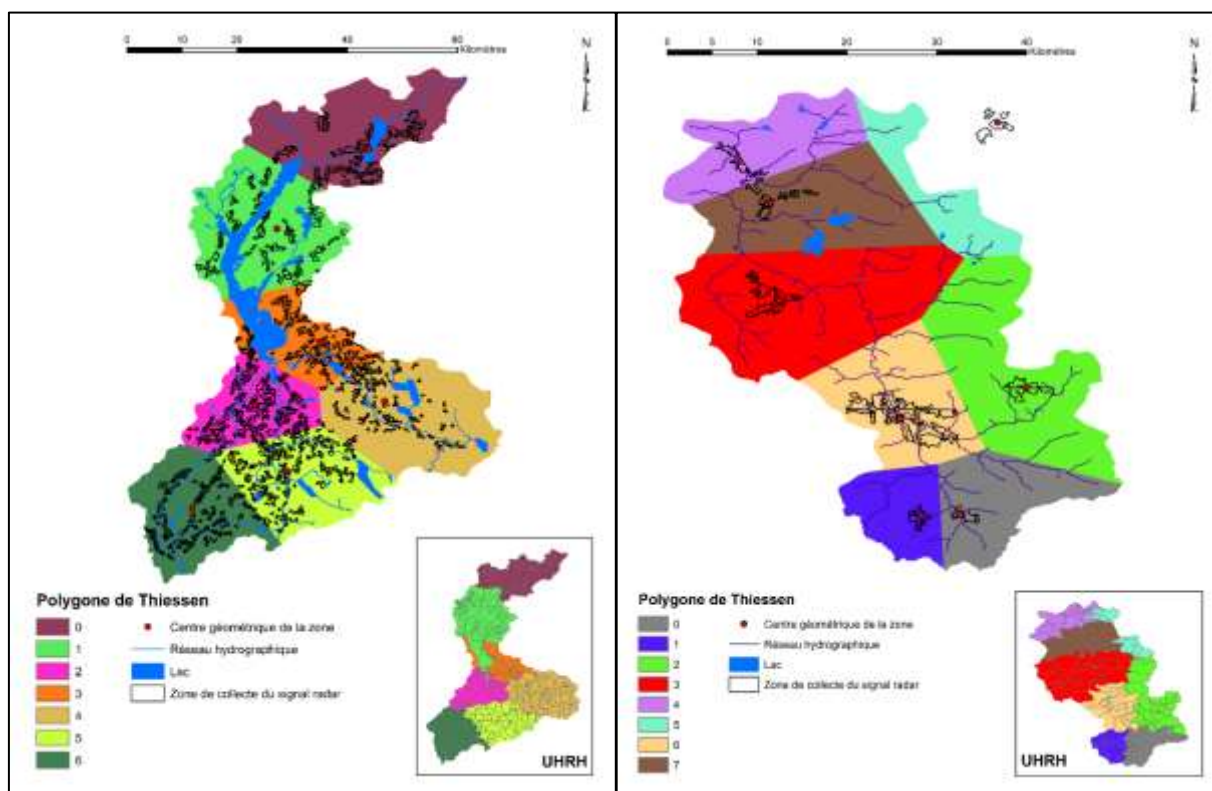


Figure 15 – Spatialisation de SM aux UHRH (Magog à gauche et Au Saumon à droite)

4.5.2 Scénario Station

Le scénario *Station*, comme son nom l'indique, est basé sur les données enregistrées aux stations de mesures d'humidité du sol *in situ* de la saison 2019. Ce scénario applique simplement un biais régulier ΔSM aux valeurs θ_1 et θ_2 du fichier état *bilan_vertical.csv* du modèle de base. Cet écart représente la différence entre la moyenne des mesures observées aux stations de mesures et la moyenne des UHRH du modèle de base pour une même journée. Ce biais est calculé pour la couche de surface ($SMS - \theta_1$) et pour la couche hypodermique ($SM_{20cm} - \theta_2$).

4.6 Critères de performance du modèle Hydrotel

Pour une simulation déterministe, il est facile de mesurer un niveau de correspondance avec les données d'observation. À cet égard, il existe des statistiques générales comme la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui en hydrologie considèrent l'habileté de la simulation à reproduire le bilan hydrologique. D'autres ont spécifiquement été développés pour répondre aux besoins de l'hydrologie. Le critère de Nash-Sutcliffe, NS, (Nash et Sutcliffe, 1970) évalue la correspondance entre les débits simulés par rapport aux débits observés. Ce critère (équation 4.8) pénalise davantage les grands écarts (périodes de crues).

$$NS = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (4.8)$$

Dans lequel Q_{obs} est la donnée observée, Q_{sim} est la donnée simulée par le modèle et \bar{Q}_{obs} est la moyenne des débits sur l'ensemble de la série. Il se situe dans l'intervalle $] -\infty; 1]$. Il vaut 1 lorsque la simulation colle exactement aux observations et 0 lorsque la simulation fait exactement aussi bien que la moyenne des observations. Un NS positif indique que la simulation performe mieux que la moyenne des observations tandis qu'une valeur négative révèle que la moyenne des observations constitue un meilleur modèle que celui ayant produit les données simulées. On peut aussi évaluer l'amélioration ou la détérioration d'une simulation par rapport à une référence connue (open loop). Dans un tel cas, Patil et Ramsankaran (2018) parlent d'efficacité (EFF) et ajustent légèrement le critère NS comme suit :

$$EFF = 1 - \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum(Q_{réf} - Q_{obs})^2} \quad (4.9)$$

où $Q_{réf}$ est la donnée de référence. L'efficacité représente l'amélioration relative des débits estimés après la mise à jour d'une variable d'état. Une valeur positive représente une amélioration alors qu'une valeur négative représente une détérioration. L'EFF varie au sein de l'intervalle $] -\infty; 1]$. L'avantage de ce critère par rapport aux critères plus classiques comme le NS est qu'il permet de comparer directement l'efficacité de la simulation. Aussi, comme un modèle hydrologique peut avoir une performance correcte sans insertion directe de l'humidité du sol, le gain de performance du modèle, traduit par une augmentation du NS, pourrait être faible, rendant moins visible l'effet du processus d'insertion (Aubert et coll., 2003). Toutes les simulations seront donc évaluées selon les valeurs de NS, RMSE et EFF.

CHAPITRE 5 — RÉSULTATS ET DISCUSSION

5.1 Modèle d'inversion du signal radar en humidité de surface

Le modèle d'inversion est construit avec les données recueillies sur le terrain comme décrit au chapitre 3 ainsi que les images satellites pour l'été 2019. Un nuage de points est premièrement formé (Figure 16). Chaque point représente une valeur d'humidité de surface en milieu agricole et son coefficient de rétrodiffusion approprié correspondant au moment où il y a un passage de Sentinel-1A. Puisqu'il existe un décalage temporel variable entre le passage radar et le moment où la donnée d'humidité du sol ponctuelle a été récoltée lors des visites de terrain (par opposition aux données d'humidité du sol mesurées en continu aux stations), une correction impliquant un écart d'humidité du sol temporelle mesuré à la station la plus près a été appliquée à la mesure ponctuelle recueillie. Les paramètres de la droite de régression sont obtenus par la méthode des moindres carrés avec un intervalle de confiance de 95%. Un R^2 de 0.3918 est obtenu.

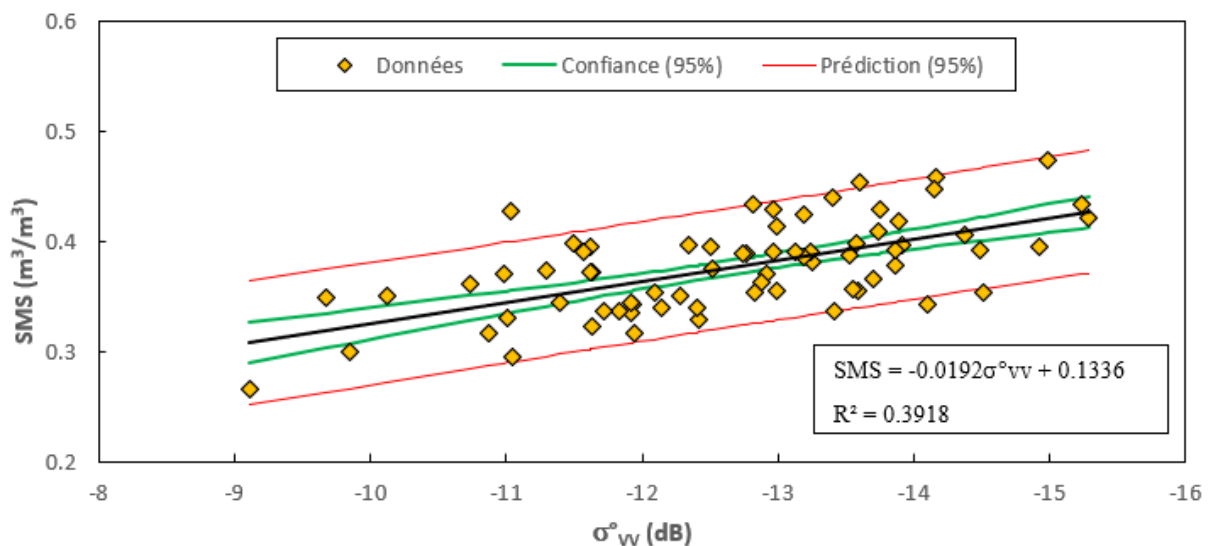


Figure 16 – Modèle empirique global d'inversion du signal radar rétrodiffusé

Ce nuage de points a ensuite été scindé en deux pour créer deux sous-modèles basés sur la hauteur de végétation h_v (Figure 17). Comme il a été discuté au chapitre 2, la végétation interagit avec le signal radar et a un effet d'autant plus important lorsque la végétation est dense (biomasse élevée). Le seuil de 20 cm a été établi par essai-erreur de sorte que l'on obtienne pour les deux sous-modèles une relation linéaire ayant un coefficient de corrélation le plus élevé possible, tout en maximisant la valeur du seuil afin d'appliquer l'équation à un maximum de

données possible. En effet, la hauteur de végétation fraîchement coupée est de 10 centimètres tel qu'observé sur le terrain.

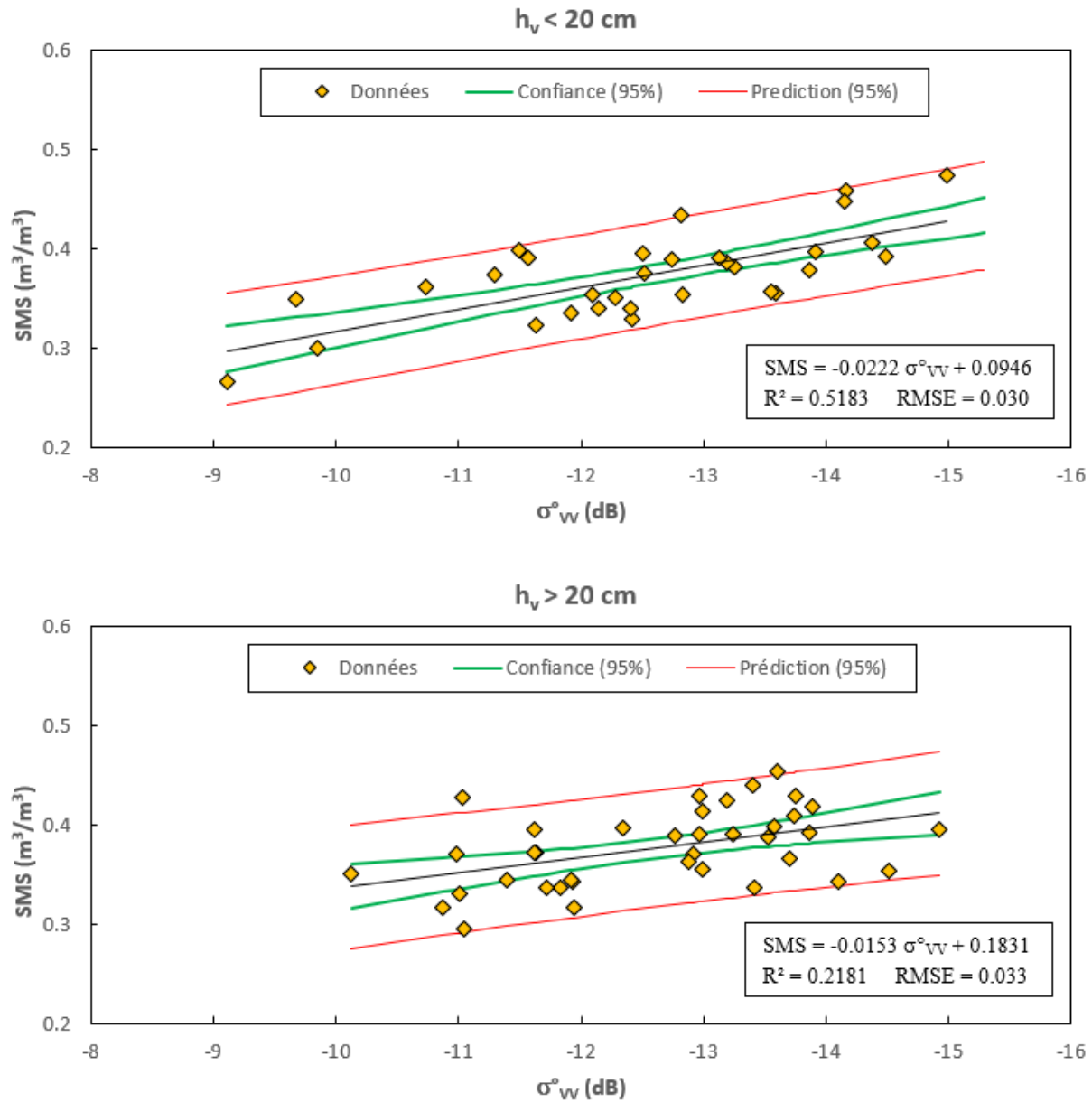


Figure 17 – Modèle empirique d'inversion du signal radar rétrodiffusé (basé sur la hauteur de végétation)

Un R^2 supérieur de 0.5183 est obtenu avec un RMSE de 0.030 m^3/m^3 lorsque la hauteur de végétation est inférieure à 20 cm tandis qu'un R^2 nettement inférieur de 0.2181 avec un RMSE de 0.033 m^3/m^3 est obtenu lorsque la végétation est supérieure à 20 cm. Ces résultats sont meilleurs que ceux trouvés par El Hajj et coll., (2017) dans lequel l'emploi des réseaux de

neurones sur le satellite Sentinel-1 leur ont permis d'obtenir un RMSE de $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ sur l'estimation de l'humidité du sol des terres agricoles.

Par ailleurs, la base de données a subi un contrôle qualité pour s'assurer que les données soient homogènes. Le contrôle de qualité des données est nécessaire pour éliminer des valeurs jugées aberrantes qui pourraient fausser l'interprétation des résultats et le modèle d'inversion dérivé à partir de ces données. L'écart d'une donnée au modèle de régression peut être dû à plusieurs phénomènes s'additionnant. Ils peuvent être variables temporellement, ce qui explique pourquoi leur effet est difficile à cerner. Les paragraphes qui suivent décrivent ces éléments de contrôle.

En premier, il y a l'effet de chatoiement qui intervient différemment pour chaque cible observée. D'un côté, la majorité des sondes sont installées en bordure de champs, là où la forêt crée un obstacle physique au signal radar. On peut définir ce phénomène en tant que problème d'orientation du champ. Aussi, certains champs présentaient une végétation très différente des champs de foin instrumentés et le signal radar est sensible au type de végétation. Pour ces raisons, les données des sondes 29, 31 et 42 ont été retirées pour cette étape (voir Annexe A). Dans le même ordre d'idée, les données reflétant un champ à l'état labouré ou en présence de fanage ont été retirées puisque le signal radar est également sensible à ces phénomènes. D'un autre côté, l'erreur sur la mesure d'humidité du sol prise au moyen de la sonde ponctuelle est variable pour chaque mesure. Plusieurs aspects peuvent être en cause. Premièrement, ce n'était pas toujours la même personne qui enfonçait la sonde dans le sol. La lecture d'humidité du sol est très sensible au niveau d'enfoncement de la tige dans le sol. Normalement, la tête de la fourchette devait être enfoncée à égalité de la surface et plusieurs essais permettaient d'obtenir une valeur représentative. Dans certains cas, le sol était très compact ce qui rendait la manœuvre délicate. Enfin, en comparant les Figure 16 et Figure 17, on voit que la corrélation en absence de végétation est meilleure qu'en présence de celle-ci, ce qui est un résultat attendu puisque la végétation masque en partie la contribution du sol. À mesure que la végétation se densifie ($h_v > 20 \text{ cm}$), une plus grande part de la régression est expliquée par les résidus que par la relation directe entre l'humidité du sol et le signal radar rétrodiffusé. Cela explique le plus faible R^2 pour une végétation dense qui impactera à son tour l'habileté du modèle à faire une estimation fiable de l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant lorsque la végétation en zone agricole est dense à un certain moment de la saison. Par contre, si l'on observe bien les intervalles de confiance à

95%, on est en mesure de voir que la fiabilité de l'estimation de la moyenne d'humidité de surface pour un signal radar rétrodiffusé donné est relativement similaire d'un graphique à l'autre. Somme toute, les intervalles de confiance lorsque toute la végétation est confondue (Figure 16) demeurent un peu plus resserrés sur toute la plage de valeurs. Ce sont néanmoins les courbes de la Figure 17 qui ont été utilisées pour inverser le signal radar rétrodiffusé.

5.2 Extrapolation verticale de l'humidité de surface

Les paramètres du modèle mathématique établi ont été optimisés en minimisant l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les valeurs SM_{20cm} mesurées aux stations *in situ* et SM_{20cm} estimées par la relation mathématique. Dans un premier temps, les séries temporelles d'humidité de surface de huit (8) stations comportant une sonde à 20 cm de profondeur ont été lissées. Une valeur de 0.0001 pour le paramètre p de l'équation de de Boor (équation 4.7) est appliquée aux séries temporelles. La sonde de la station EL9944 a été retirée du lot puisque que pour une raison inconnue, la sonde à 20 cm de profondeur a cessé de fonctionner le 31 mai 2019. La sonde de la station EL9919 n'est pas incluse puisque son comportement est très différent de celui des autres sondes. Cette valeur a été obtenue par essai-erreur et permet d'obtenir une relation donnant des RMSE minimaux. Une fois les données lissées, l'équation 5.1 permet de simuler l'humidité à une profondeur de 20 cm.

$$SM_{20cm_simulé} = (\gamma \cdot SMS) - \alpha \cdot [\lambda - (\gamma \cdot SMS)]^\beta \quad \text{si } (\gamma \cdot SMS) > \lambda \quad (5.1a)$$

$$SM_{20cm_simulé} = (\gamma \cdot SMS) + \alpha \cdot [\lambda - (\gamma \cdot SMS)]^\beta \quad \text{si } (\gamma \cdot SMS) < \lambda \quad (5.1b)$$

avec

$$\gamma = \left(\frac{SM_{20cm}}{SMS} \right)_{\text{moyen}} \quad (5.2)$$

$$\lambda = (\gamma \cdot SMS)_{\text{moyen}} \quad (5.3)$$

Cette équation est suffisamment générale pour tenir compte de la relation non linéaire existante entre l'humidité de surface et celle en profondeur. Son développement s'est fait intuitivement sans avoir recours à une quelconque information externe. Le paramètre γ représente le ratio moyen entre l'humidité à une certaine profondeur (ici 20 cm) et l'humidité à la surface. Il produit un décalage vertical de la courbe SMS lissée. À ce stade, le premier terme de l'équation 5.1 ne

permet pas d'obtenir une estimation précise de l'humidité en profondeur. C'est pourquoi un deuxième terme est ajouté pour réduire l'écart (RMSE). Le paramètre α est un facteur amplificateur de ce deuxième terme. Il signifie un plus ou moins grand écart entre l'humidité à la surface de celle en profondeur. Le paramètre λ permet d'établir une frontière entre l'application de l'équation 5.1a et 5.1b. Voici comment interpréter son rôle : si la valeur du premier terme de l'équation est supérieure à une valeur moyenne pour ce terme, alors on doit soustraire au premier terme la quantité obtenue par le deuxième terme de l'équation. Dans le cas inverse on ajoute cette quantité au premier terme. Le paramètre β est un facteur d'échelle représentant la réactivité du sol à propager l'eau d'un événement pluvieux en profondeur. Il permet de réduire les pics d'autant plus qu'ils sont prononcés. La valeur doit être un nombre entier et pair pour obtenir un résultat positif en tout temps à l'intérieur des parenthèses. Une valeur de 2 a été retenue. Puisque l'algorithme doit satisfaire à l'ensemble du territoire du bassin versant lors de la mise à jour de l'humidité du sol, les paramètres α , γ et λ sont optimisés pour satisfaire à la majorité des comportements des différents sols rencontrés au sein même du territoire. Une agglomération de différents types de sols au comportement hydrogéologique similaire est d'abord réalisée puisqu'une optimisation englobant tous les types de sols mène à une solution sous-optimale pour la simulation de l'humidité du sol en profondeur.

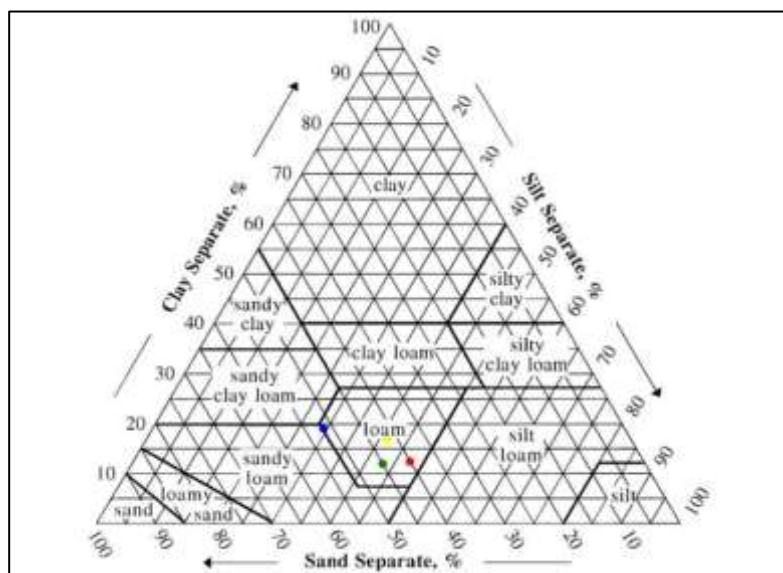


Figure 18 – Types de sols principaux selon le USDA : GEB (rouge); ASC (bleu); RCI (vert) et MGO (jaune)

La construction des groupes de sol s'est faite en étudiant la similitude des séries temporelles des stations de mesures. Le premier regroupement pédologique inclus le sol de type MGO définis

par SISCan. Le deuxième regroupement pédologique inclut les sols ASC, GEB, RCI et MBY. En utilisant la carte SISCan, un type de sol a été assigné à chaque station de mesure d'humidité du sol. L'horizon 0-20 cm de chaque sol figure au triangle des textures de la Figure 18 et la cartographie des regroupements pédologiques est montrée à la Figure 19. Le sol de type MGO présente donc une texture très semblable aux autres types de sol. Lorsqu'on regarde la Figure 19, on s'aperçoit que le sol de type MGO se retrouve exclusivement en bordure de rivière là où la nappe phréatique se retrouve plus en surface. Cela affecte donc le comportement du profil vertical pour tous ces UHRH. Le Tableau 6 illustre les valeurs obtenues suite à l'optimisation.

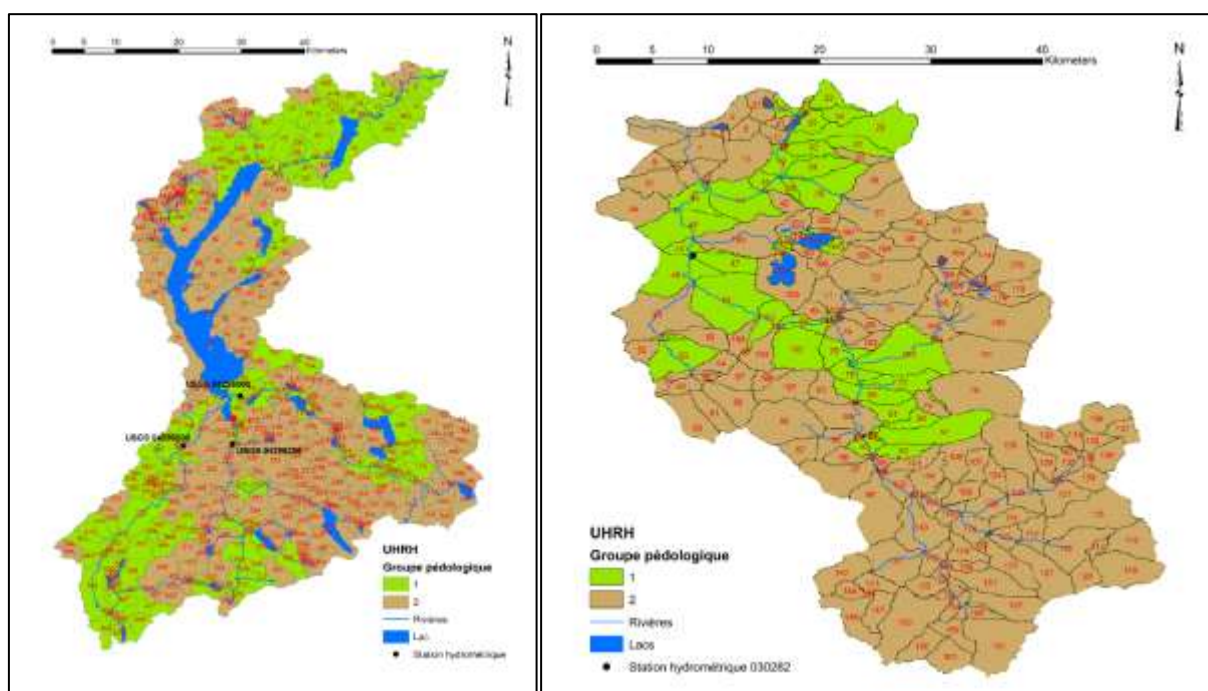


Figure 19 – Regroupement pédologique (Magog à gauche et Au Saumon à droite)

Tableau 6 – Paramètres optimisés pour l'extrapolation de SM

	Groupe 1	Groupe 2
α	0.65	1.38
β	2.00	2.00
γ	1.21	1.20
λ (m ³ /m ³)	0.63	0.25

L'outil d'analyse *Solveur* a été utilisé pour obtenir la solution optimale pour laquelle la somme des RMSE au sein d'un même regroupement est minimale. Essentiellement, ce sont les paramètres α et λ qui varient entre les groupes 1 et 2. Une valeur α de 1.38 pour le groupe pédologique 1 est obtenue, soit près du double que de celle obtenue pour le groupe 2 représentant

le sol de type MGO. Ceci veut dire que les sols de ce type présentent un plus faible écart d'humidité du sol au sein du profil vertical d'humidité du sol, et donc, celui-ci est plus homogène. Ceci est en accord avec l'affirmation que la nappe phréatique est plus en surface. Quant au paramètre λ , il est beaucoup plus petit pour le groupe pédologique 2 que 1. Ceci implique que la frontière d'application entre l'équation 5.1a et 5.1b arrive plus tôt, suggérant qu'on applique plus souvent l'équation 5.1a pour ce type de sol. Cela veut dire que la différence entre l'humidité à la surface et celle en profondeur créée par le premier terme de l'équation doit être réduite par l'application du second puisque la nappe phréatique crée un profil vertical plus uniforme. Le Tableau 7 et la Figure 20 expriment le résultat pour chaque station.

Tableau 7 – RMSE obtenus suite à l'optimisation des paramètres

Regroupement	RMSE (m^3/m^3)
Groupe 1	
EL9918	0.0255
EL9924	0.0357
EL9943	0.0266
Moyenne	0.0293
Groupe 2	
EL9917	0.0209
EL9921	0.0500
EL9923	0.0394
EL9941	0.0322
EL9948	0.0298
Moyenne	0.0345

La moyenne des RMSE pour le groupe 1 est de $0.0293 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et de $0.0345 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour le groupe 2. La sonde EL9921 détient la plus grande erreur alors que son RMSE est de $0.0500 \text{ m}^3/\text{m}^3$, ce qui est 65% plus élevé que la moyenne des RMSE. On peut voir aux Figure 35 et Figure 36 que cette sonde est la plus éloignée du réseau hydrique. On peut néanmoins être satisfait de la performance de l'algorithme puisqu'il permet d'estimer avec une erreur de $\pm 3\%$ vol l'humidité à une profondeur de 20 cm en ayant seulement besoin de l'humidité en surface et du groupe pédologique comme variable explicative. Le biais a aussi été vérifié, mais aucune information intéressante s'en dégageait puisque qu'il parfois positif et parfois négatif et dans tous les cas de faible valeur. Une des raisons expliquant la difficulté à trouver un modèle mathématique décrivant le profil vertical d'humidité du sol peut être élucidé par ce qui suit. Au sein du sol agricole, la croissance de la végétation joue un rôle important dans l'évolution du profil vertical d'humidité au fil de la saison. Puisque les racines des plantes poussent, il s'ensuit que la profondeur à laquelle l'eau contenue dans le sol est absorbée par le système racinaire varie.

À mesure qu'elles mûrissent, les racines se déplacent en profondeur causant un profil vertical beaucoup plus stable qu'en début de saison. (Campbell, 2006).

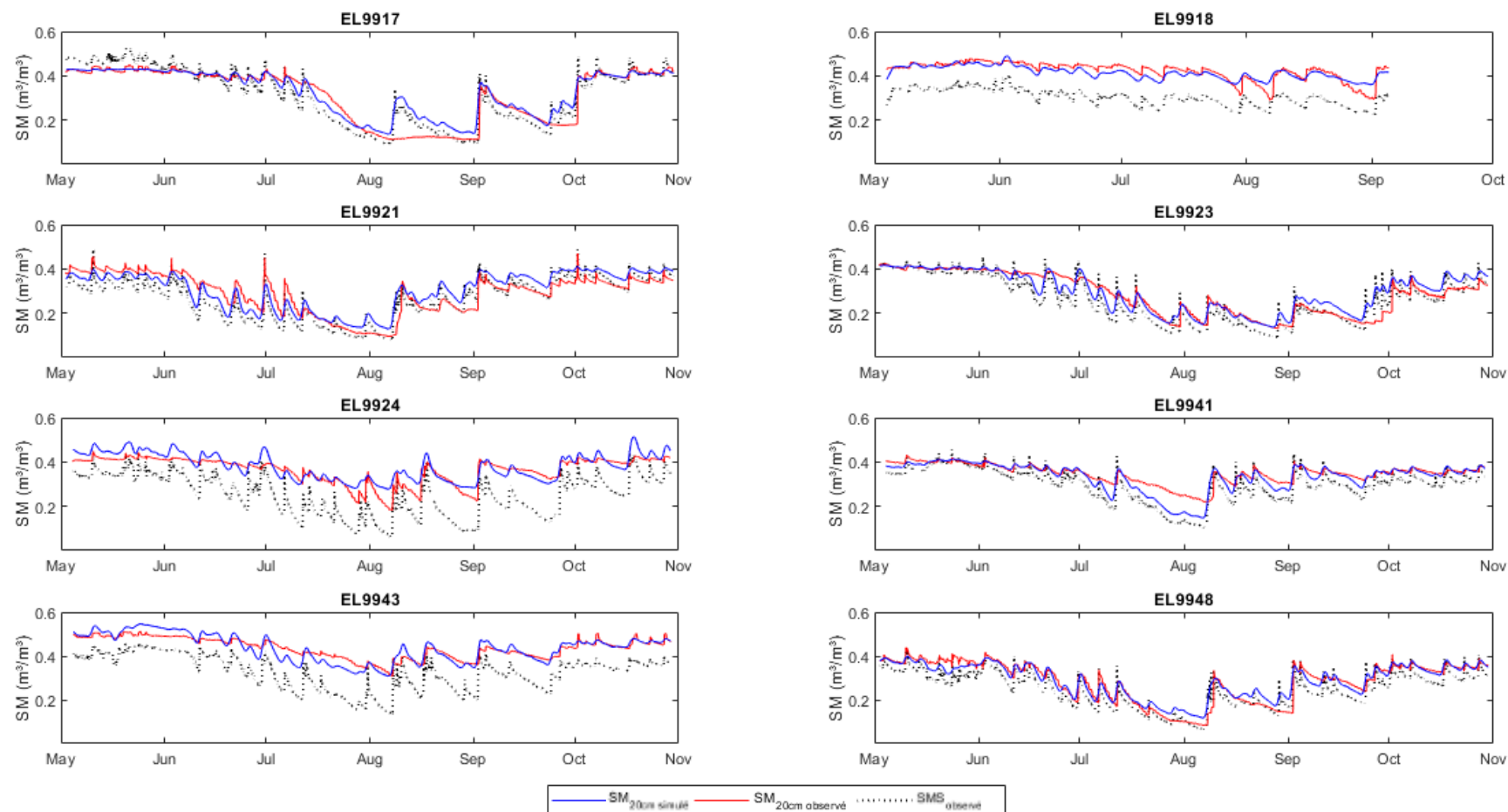


Figure 20 – Séries temporelles pour l'estimation de SM à 20 cm de profondeur

5.3 Hydrogrammes

Les Figure 21 et Figure 22 présentent les hydrogrammes simulés par Hydrotel pour la saison 2019, respectivement pour les bassins versants Au Saumon et Magog suite à la mise à jour de l'humidité du sol. Les barres pointillées verticales représentent les passages du satellite radar Sentinel-1A au-dessus de la cible. Ces dates correspondent donc au moment où une simulation débute et qu'une mise à jour de l'humidité du sol est faite, tandis que la barre suivante détermine la fin de la simulation (12 jours réguliers). Les critères de performance sont calculés sur la période complète de mai à septembre. Les 13 simulations définissant l'été 2019 sont donc mises bout à bout pour reproduire le comportement hydrologique continu des bassins versants.

Il faut néanmoins apporter des ajustements aux hydrogrammes de sortie à cette étape. Comme on peut le voir aux Tableau 8 et Tableau 9, les scénarios *Station* et *Sentinel* ne permettent pas à eux seuls de faire un gain par rapport à la simulation hydrologique du scénario de base. Pour Au Saumon, le scénario *Sentinel* détériore le modèle de base avec un EFF négatif de -0.95. L'idée pour pallier à ce problème a été d'ajouter une contribution du modèle de base à chacun des deux scénarios. Le procédé est simple, l'hydrogramme de chaque scénario est pondéré avec le modèle de base afin d'obtenir un EFF maximal. Les pondérations α et β (à ne pas confondre avec les paramètres α et β de l'équation 5.1) représentent donc les facteurs de pondération pour le scénario considéré et pour le modèle de base respectivement. Ces facteurs sont donc uniques à chaque bassin versant et applicables pour toute la période de simulation. Notons que la somme de ces deux facteurs n'a pas été contrainte à la valeur unitaire. Ceci permet de considérer que la solution optimale peut aussi considérer un biais comme c'est le cas avec Magog pour lequel le modèle de base est complètement exclu de la solution optimale et pour lequel les scénarios *Station* et *Sentinel* ont tous les deux des facteurs inférieurs à 1. Cette technique est en soi comparable à la technique de relaxation newtonienne ou *nudging*. Le *nudging* est une technique d'assimilation de données continue dans lequel l'état du modèle est relaxé vers l'observation en appliquant des termes multiplicatifs qui sont proportionnels à la différence entre l'observation et la simulation de l'état.. Cette technique de pondération n'a pas le même effet sur chacun des sites. En effet, le gain de simulation pour Au Saumon a nettement bénéficié de cette méthode alors que pour le scénario *Station*, l'EFF passe de 0.26 à 0.45 et de -0.95 à 0.30 pour le scénario *Sentinel*. Magog voit son EFF passer de seulement 0.87 à 0.89 pour les deux scénarios.

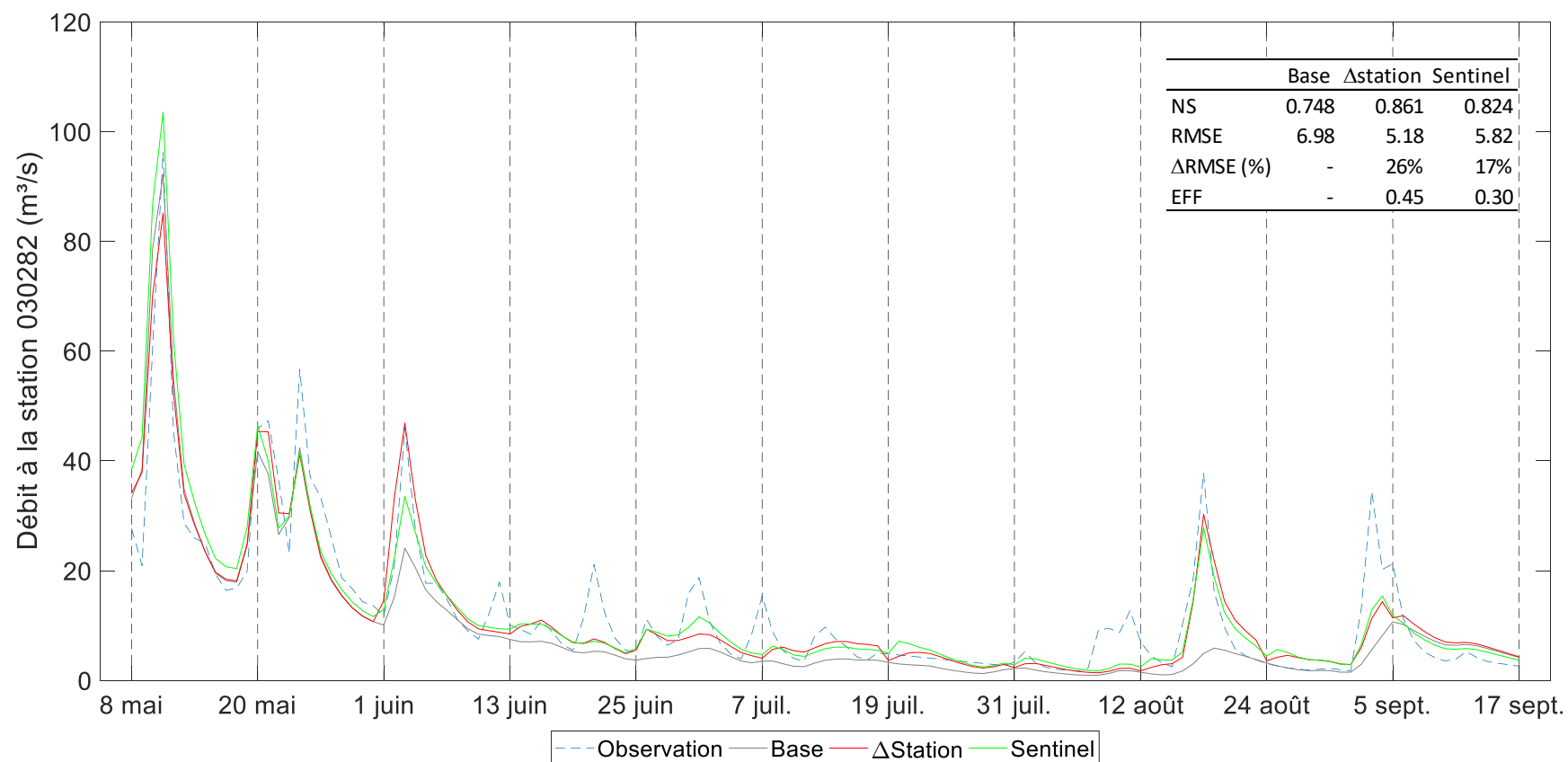


Figure 21 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Au Saumon 2019)

Tableau 8 – Facteurs de pondération des hydrogrammes de sortie (Au Saumon)

	Base	Δ station	Δ station/Base	Sentinel	Sentinel/Base
NS	0.75	0.81	0.86	0.51	0.82
RMSE	6.98	6.00	5.18	9.73	5.82
Δ RMSE (%)	-	14%	26%	-40%	17%
EFF	-	0.26	0.45	-0.95	0.30
α	-	-	0.60	-	0.27
β	-	-	0.41	-	0.87

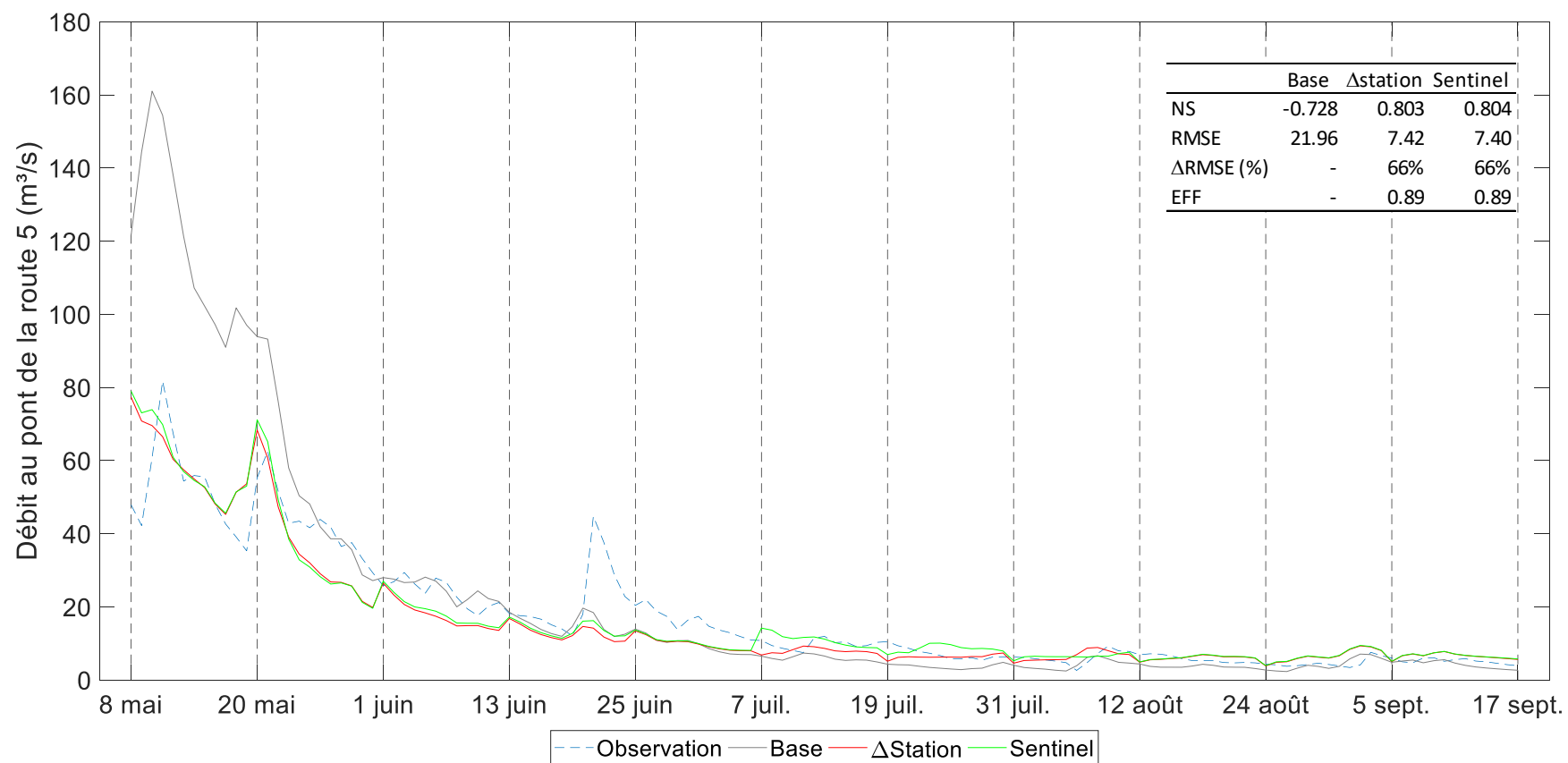


Figure 22 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Magog 2019)

Tableau 9 – Facteurs de pondération des hydrogrammes de sortie (Magog)

	Base	Δstation	Δstation/Base	Sentinel	Sentinel/Base
NS	-0.73	0.78	0.80	0.78	0.80
RMSE	21.96	7.83	7.42	7.90	7.40
ΔRMSE (%)	-	64%	66%	64%	66%
EFF	-	0.87	0.89	0.87	0.89
α	-	-	0.90	-	0.92
β	-	-	0	-	0

5.4 Validation

La validation des facteurs de pondération α et β est une étape clé du projet de recherche puisqu'elle permet de vérifier la robustesse du modèle proposé. La validation a été faite sur l'année 2018 pour laquelle les images Sentinel-1A de l'été 2018 ont été téléchargées et traitées (section 3.2.1). Puisque les stations de mesures d'humidité du sol n'ont pas été déployées sur le terrain en 2018, le scénario *Station* n'a pas pu être évalué. Les Figure 23 et Figure 24 ainsi que le Tableau 11 montrent les résultats de simulation pour l'été 2018.

En appliquant les mêmes facteurs de pondération employés pour 2019, les hydrogrammes du scénario *Sentinel* comportant la contribution du modèle de base ont été comparés à ceux ne l'incluant pas. Les Tableau 10 et Tableau 11 montrent qu'encore une fois Au Saumon bénéficie grandement de la contribution du modèle de base avec un EFF passant de -0.77 à 0.20. Magog demeure assez stable encore une fois avec une EFF passant de 0.62 à 0.65. Pour les deux sites, la saison 2018 se voit attribuer des scores inférieurs à la saison 2019.

Tableau 10 – Validation de la démarche (Au Saumon)

	Base	Sentinel	Sentinel/Base
NS	0.71	0.48	0.77
RMSE	15.18	20.19	13.54
Δ RMSE (%)	-	-33%	11%
EFF	-	-0.77	0.20

Tableau 11 – Validation de la démarche (Magog)

	Base	Sentinel	Sentinel/Base
NS	0.62	0.86	0.87
RMSE	12.64	7.75	7.52
Δ RMSE (%)	-	39%	40%
EFF	-	0.62	0.65

Il est difficile d'expliquer cette diminution avec certitude puisqu'elle est multifactorielle. Les fluctuations saisonnières du climat pourraient être responsables en partie de cette variabilité dans les résultats. Quoi qu'il en soit, il serait intéressant et pertinent de pouvoir faire la validation sur les autres années pour lequel les images Sentinel-1A sont disponibles, c'est-à-dire 2016 et 2017. Les images associées à ces années n'ont pu être téléchargées puisque les conditions d'utilisation du portail de téléchargement ont changé au cours du projet rendant impossible le téléchargement de plusieurs images à la fois. Il aurait donc pris trop de temps de procéder au téléchargement des images ces deux années alors que le projet était presque à terme.

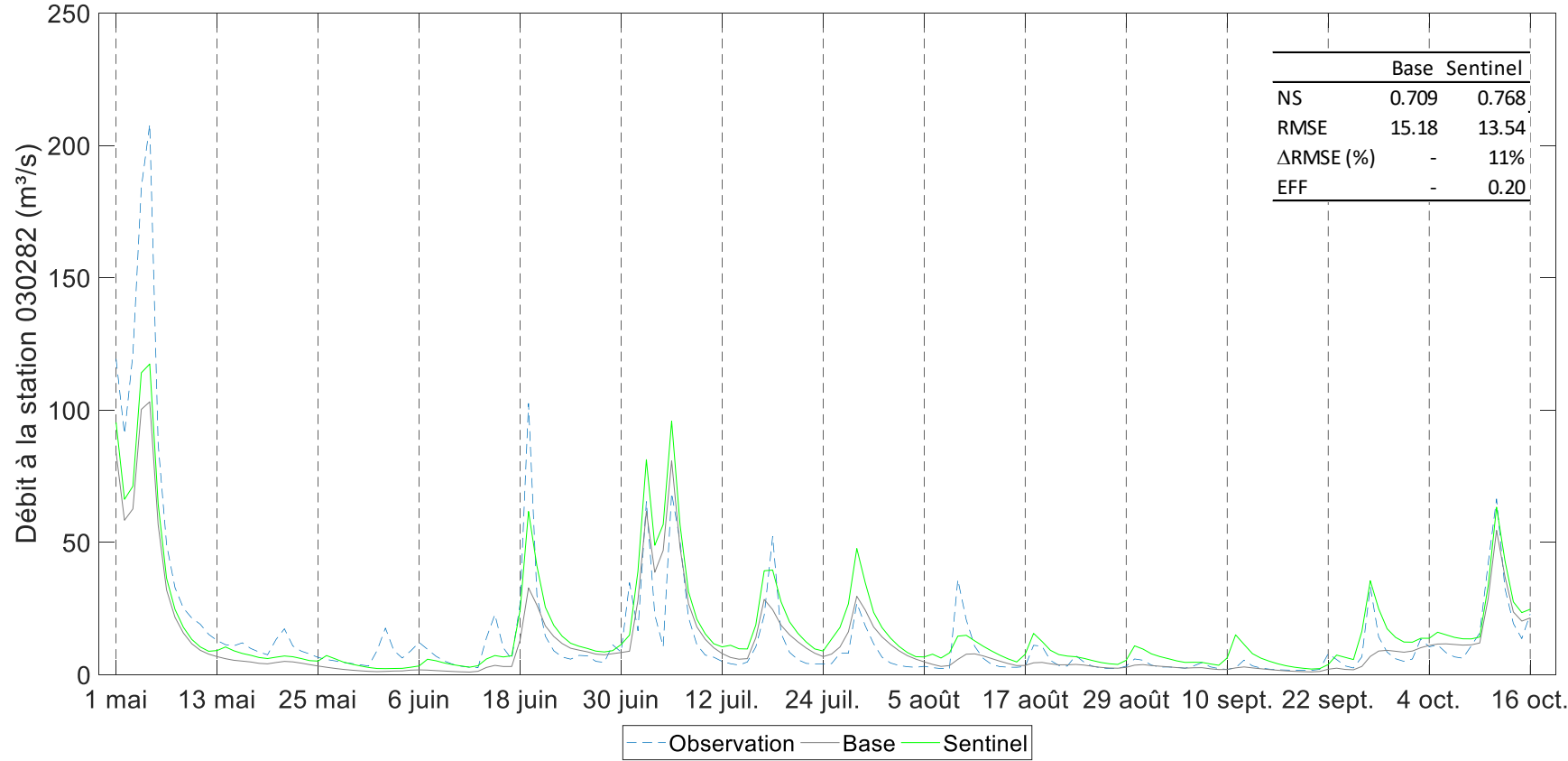


Figure 23 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Au Saumon 2018)

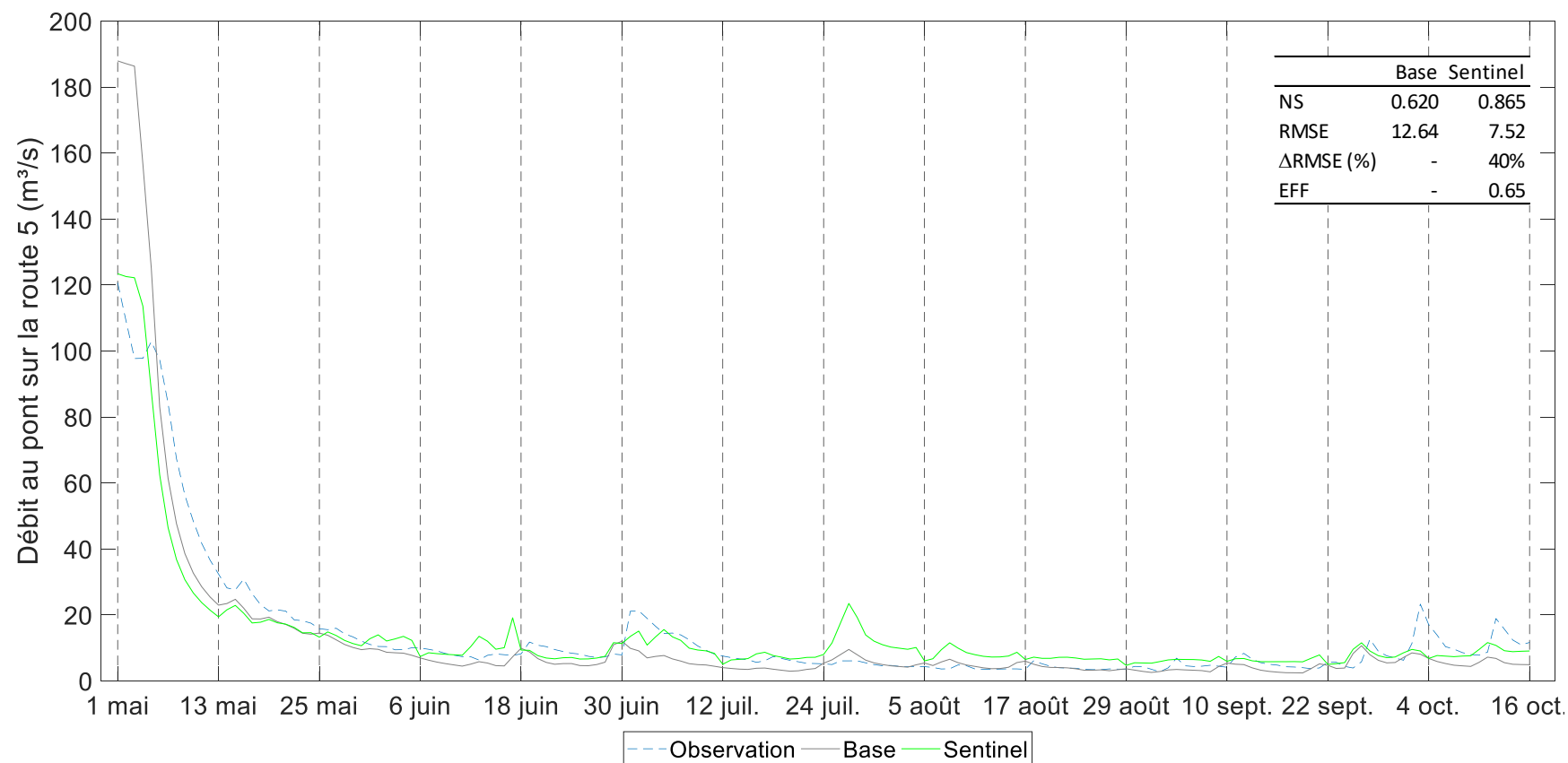


Figure 24 – Hydrogrammes simulés suite à la mise à jour de SM (Magog 2018)

5.5 Discussion

Les résultats obtenus par l'adoption de la démarche proposée permettent de répondre à l'objectif principal de cette recherche. L'objectif principal était de vérifier et de quantifier la valeur ajoutée de la télédétection de l'humidité du sol dans l'amélioration de la simulation hydrologique de bassins versants. On peut affirmer que l'intégration de la télédétection apporte un gain sur la fiabilité de la simulation des débits en rivière, mais qu'il est aussi possible d'obtenir des résultats similaires en utilisant les données enregistrées au sol.

5.5.1 Scénario Sentinel

À ce titre, il a été possible pour les deux sites de réduire le RMSE sur la simulation des débits avec l'utilisation du scénario *Sentinel*. Pour Au Saumon, le RMSE passe d'une valeur de 6.98 à 5.82 m³/s, c'est-à-dire une diminution de 17% du RMSE pour la saison 2019. L'amélioration faite au modèle de base est remarquable puisque le NS pour le modèle de base est de 0.75, ce qui est déjà élevé. La Figure 25 montre que le modèle ne comporte pas de tendance à surestimer ou sous-estimer les débits pour l'année 2019, ce qui se vérifie visuellement par la dispersion équilibrée de part et d'autre de la droite $y=x$. Ceci peut être le résultat de l'efficacité de continuer à accorder de l'importance au modèle de base en faisant la pondération des hydrogrammes de sortie expliquée plus haut. Pour l'année 2018, le modèle sous-estime les débits élevés, mais il y a une amélioration par rapport au modèle de base. Avec un NS de base de 0.71 pour cette année, une diminution de 11% du RMSE est obtenue alors que la valeur passe de 15.18 à 13.54 m³/s. Ceci se traduit également par un EFF de 0.20. Pour Magog, un gain notable est fait sur la réduction du RMSE. Passant d'une valeur de 21.96 à 7.40 m³/s pour l'année 2019, une diminution de 66% du RMSE est un résultat très prometteur. En ce qui concerne l'EFF on obtient une valeur de 0.89. Une grande partie de l'erreur est donc résolue pour Magog. Par contre, ces nombres sont surtout élevés dû au fait que l'année 2019 a particulièrement été mal simulée par le modèle de base. En effet, un NS de -0.73 pour le modèle de base est le résultat de la période de crue qui a fortement été surestimée avec un pic de crue réel de 80 m³/s et un pic estimé de 160 m³/s. On peut confirmer que l'année 2019 a été particulière (inondations importantes au printemps et étiages sévères à l'été) en rappelant que la période de calage de 2009-2017 fait ressortir un NS global de 0.65 sur la période complète. Il a donc été primordial de vérifier le scénario *Sentinel* sur la saison 2018 pour Magog. Le NS du modèle de base pour 2018 sur Magog

est de 0.620. Le RMSE passe de 12.64 à 7.52 m³/s, représentant une réduction de 40% et un EFF de 0.65. L'écart entre le pic de crue observé et simulé est toujours important (120 et 190 m³/s), malgré qu'il soit de courte durée (3 jours) comparativement à 2019 pour lequel un écart considérable se produit pendant plus de 15 jours. La dispersion des débits montrée à la Figure 26 permet de voir que le modèle détient encore une légère tendance à surestimer les débits élevés, mais il y a une nette amélioration comparée au modèle de base.

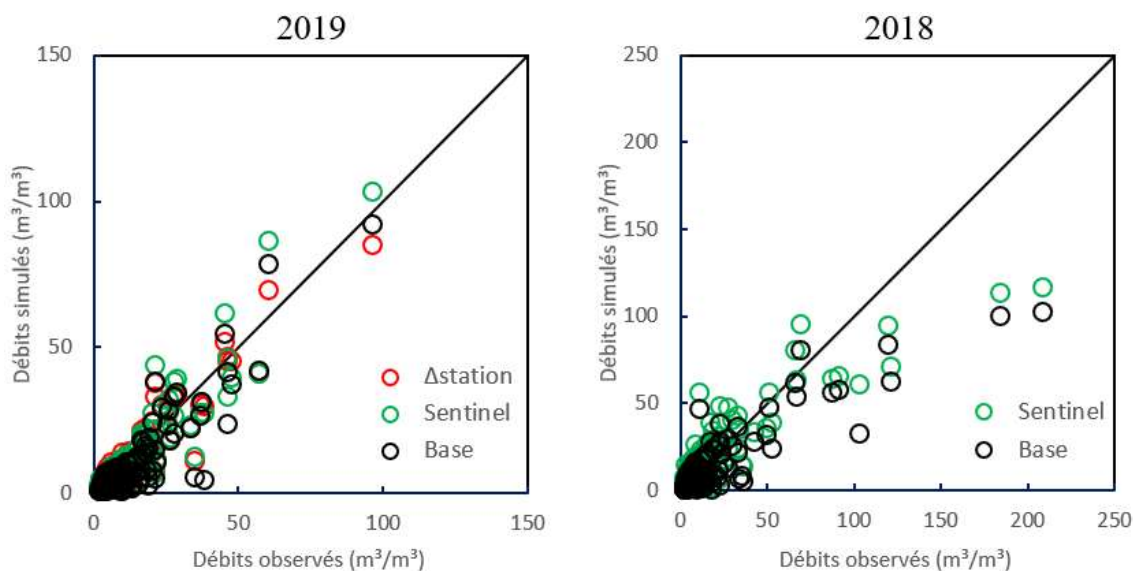


Figure 25 - Dispersion des débits observés et simulés pour Au Saumon

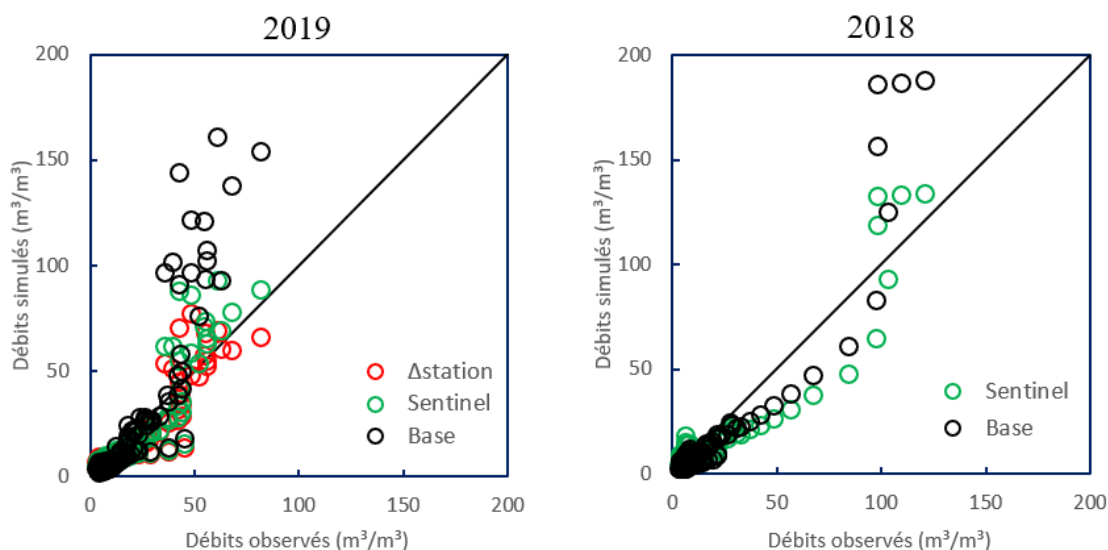


Figure 26 – Dispersion des débits observés et simulés pour Magog

À la lumière des résultats pour les deux sites, il est possible de formuler une théorie expliquant la différence de performance entre les deux sites. À cet égard, mentionnons que la couverture

du territoire diffère entre les deux bassins versants, alors que seulement 9% du territoire d'Au Saumon est occupé par des terres agricoles comparativement à 17% pour Magog. La démarche proposée ne prend en aucun compte de l'effet des zones forestières sur la mise à jour de l'humidité du sol dans Hydrotel. L'hypothèse est que la démarche proposée est d'autant plus efficace à réduire l'erreur sur la simulation, que le bassin versant étudié comporte une grande superficie de terres agricoles. En d'autres termes, la méthode de mise à jour de l'humidité du sol pour le scénario *Sentinel* se base sur la moyenne du signal radar rétrodiffusé correspondant aux terres agricoles. Plus il y a de pixels pris en compte dans ce calcul et plus la moyenne est représentative de l'état global de l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant. Cet aspect pose donc une limitation de la démarche à valoriser la télédétection pour l'amélioration de la simulation hydrologique. L'humidité du sol en zone forestière a d'ailleurs été monitorée pendant la saison 2019. Une analyse a tenté d'établir un lien entre l'humidité du sol en zone agricole et l'humidité en milieu forestier. À cet effet, trois (3) sondes par site ont été installées à l'orée de la forêt et chacune près d'une station de mesure en zone agricole comme mentionné précédemment (chapitre 3). Comme on peut le voir à la figure 38 de l'Annexe B, il est difficile de faire ressortir une corrélation globale entre l'humidité du sol en zone forestière et en milieu agricole qui regroupe toutes les sondes. Un R^2 de 0.130 montre qu'il y a un comportement différent enregistré pour chaque couple de sondes forêt/champ. Il demeure difficile avec si peu d'information de pouvoir catégoriser chaque comportement à un type de canopée par exemple.

Une piste de solution pour intégrer l'information radar en zone forestière serait l'utilisation d'un capteur radar émettant en bande L, comme celui qui sera installé sur le futur satellite NISAR. Il fournira une haute résolution spatiale de 12 m par 8 m et une ré-observation globale aux 12 jours, ce qui représente un potentiel considérable pour les applications hydrologiques. Aussi, pour améliorer l'estimation de l'humidité du sol à partir des observations radar, le modèle de régression linéaire pourrait être amélioré. En effet, un R^2 de 0.55 est obtenu lorsque $h_v < 20\text{cm}$ et 0.22 lorsque $h_v > 20\text{cm}$, ce qui représente des erreurs quadratiques moyennes RMSE de 0.030 et 0.033 m^3/m^3 respectivement. Pour la saison 2019, une végétation estimée et inférieure à 20 cm a été rencontrée dans 27% des cas. Ce qui veut dire qu'on utilise en majorité la relation qui décrit une végétation dense avec un R^2 de 0.22. Une façon d'améliorer le modèle serait l'application du modèle WCM qui pourrait éventuellement améliorer le R^2 en réduisant la part des résidus. Il faudrait par contre établir les paramètres du modèle, ce qui nécessite plus de ressources puisqu'il

faut pour cela connaître le coefficient de rétrodiffusion des sols à nu $\sigma_{\text{soil}}^{\circ}$ dans l'équation 2.7. Quant à la spatialisation de l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant, pour Magog, il serait possible d'améliorer la simulation des débits en moyennant le signal rétrodiffusé non pas sur les polygones construits, mais sur chaque UHRH puisque la distribution homogène des champs agricoles permet d'avoir au moins une donnée par UHRH (Figure 15), ce qui n'est pas le cas pour Au Saumon puisque les champs sont rassemblés en quelques zones.

5.5.2 Scénario Station

Mis à part le scénario *Sentinel*, le scénario *Station* a lui aussi permis de faire un gain sur la réduction de l'erreur sur la simulation hydrologique. La saison 2019 a été simulée en faisant la mise à jour de l'humidité du sol en utilisant les données aux stations comme décrit à la section 4.5.2. Les résultats pour Au Saumon sont une réduction du RMSE de 26% en passant d'un RMSE de 6.98 à 5.18 m³/s. L'EFF de ce scénario atteint une valeur de 0.45 comparé à la valeur précédemment citée de 0.30 pour le scénario *Sentinel*. Il serait donc plus efficace d'utiliser un réseau de sondes d'humidité du sol sur le terrain que d'utiliser les images radars de Sentinel-1A lorsque la proportion de terres agricoles au sein du bassin versant est faible. Le constat est différent pour Magog. Les résultats obtenus suggèrent une réduction du RMSE et une efficacité équivalente au scénario *Sentinel*. Ceci renforce l'hypothèse que la couverture du territoire du bassin versant influencerait l'habileté de la démarche proposée. Sans autre données supplémentaires, on peut penser qu'il puisse exister une valeur seuil du pourcentage de la superficie occupée par les terres agricoles pour lequel les deux scénarios impliqués donnent une performance équivalente. La répartition des terres agricoles pourrait également jouer un rôle important dans la performance de la modélisation de par la spatialisation de l'humidité du sol dans le modèle. En effet, Magog a obtenu des résultats équivalents pour les deux méthodes de mise à jour de l'humidité du sol dans Hydrotel et ceci pourrait être dû au fait que la modélisation de l'humidité du sol est plus sensible à la représentation spatiale de cette donnée que de sa proportion spatiale en termes de superficie qu'il est possible de mettre à jour. Comme le suggère la Figure 15, la répartition des terres agricoles pour Magog est beaucoup plus distribuée sur l'ensemble du territoire que pour Au Saumon. Il serait intéressant de vérifier une configuration différente pour la récupération de l'humidité du sol à partir du signal radar rétrodiffusé pour Magog. L'expérience suivante pourrait être effectuée: utiliser une répartition spatiale des zones

de collecte pour Magog équivalente à Au Saumon et vérifier à nouveau les scores sous cette nouvelle configuration. Ceci permettrait peut-être d'en savoir davantage sur le rôle que la répartition des zones de collecte a sur les résultats de simulation.

Pour en revenir à l'utilisation des stations de mesures de l'humidité du sol, il serait possible en mode opérationnel de faire fonctionner un nombre réduit de ces stations pour obtenir des résultats équivalents. Il suffirait de garder en fonction les stations qui ont donné tout au long de la saison 2019 des mesures près de la moyenne calculée avec l'ensemble de l'instrumentation de chaque bassin versant. Pour Au Saumon, les stations EL9944 et EL9940 sont celles qui ont statistiquement donné des valeurs d'humidité de surface les plus représentatives de la moyenne avec des écarts moyens respectifs de 0.029 et 0.031 m^3/m^3 par rapport à la moyenne. Pour Magog ce sont les stations EL9915 et EL9910 avec des écarts moyens respectifs de 0.027 et 0.028 m^3/m^3 . Quant aux valeurs de $\text{SM}_{20\text{cm}}$, les stations pour Au Saumon sont EL9918 et EL9924 avec des écarts moyens de 0.029 et 0.031 m^3/m^3 par rapport à la moyenne tandis que pour Magog ce sont les stations EL9923 et EL9917 avec des valeurs de 0.027 et 0.040 m^3/m^3 .

En considérant seulement la possibilité des sites des stations pour la mise en place de stations permanentes en mode opérationnel, une analyse de sensibilité a été faite en faisant varier le nombre de stations impliquées dans la mise à jour de l'humidité du sol sous Hydrotel. Le but étant de voir s'il est possible en mode opérationnel d'alimenter le scénario *Station* à partir d'un nombre limité de stations qui serait installées de façon permanente sur le site. L'étude a révélé que l'EFF des simulations est peu sensible au nombre de stations impliquées dans la mise à jour de l'humidité du sol. En utilisant la 'meilleure' station dans chacun des sites, c'est-à-dire EL9918 pour Au Saumon et EL9923 pour Magog, l'EFF passe d'une valeur de 0.45 à 0.42 et 0.89 à 0.88. Pour Au Saumon, le choix des stations et leur nombre implique des écarts importants à l'endroit des pics de débits estivaux comme le montre la Figure 27. Il est possible de remarquer que le niveau d'implication du modèle de base augmente grandement lorsque seulement la station EL9918 est utilisée avec un facteur β de 0.66 alors qu'il est de 0.49 lorsque les deux stations EL9918 et EL9924 sont utilisées et de 0.41 lorsqu'elles sont toutes utilisées. Quoiqu'il en soit, il n'en demeure pas moins que dans un contexte opérationnel, l'utilisation de seulement une sonde peut permettre d'aller chercher une plus grande réduction du RMSE que l'utilisation de la télédétection, ceci en incluant la période de crue.

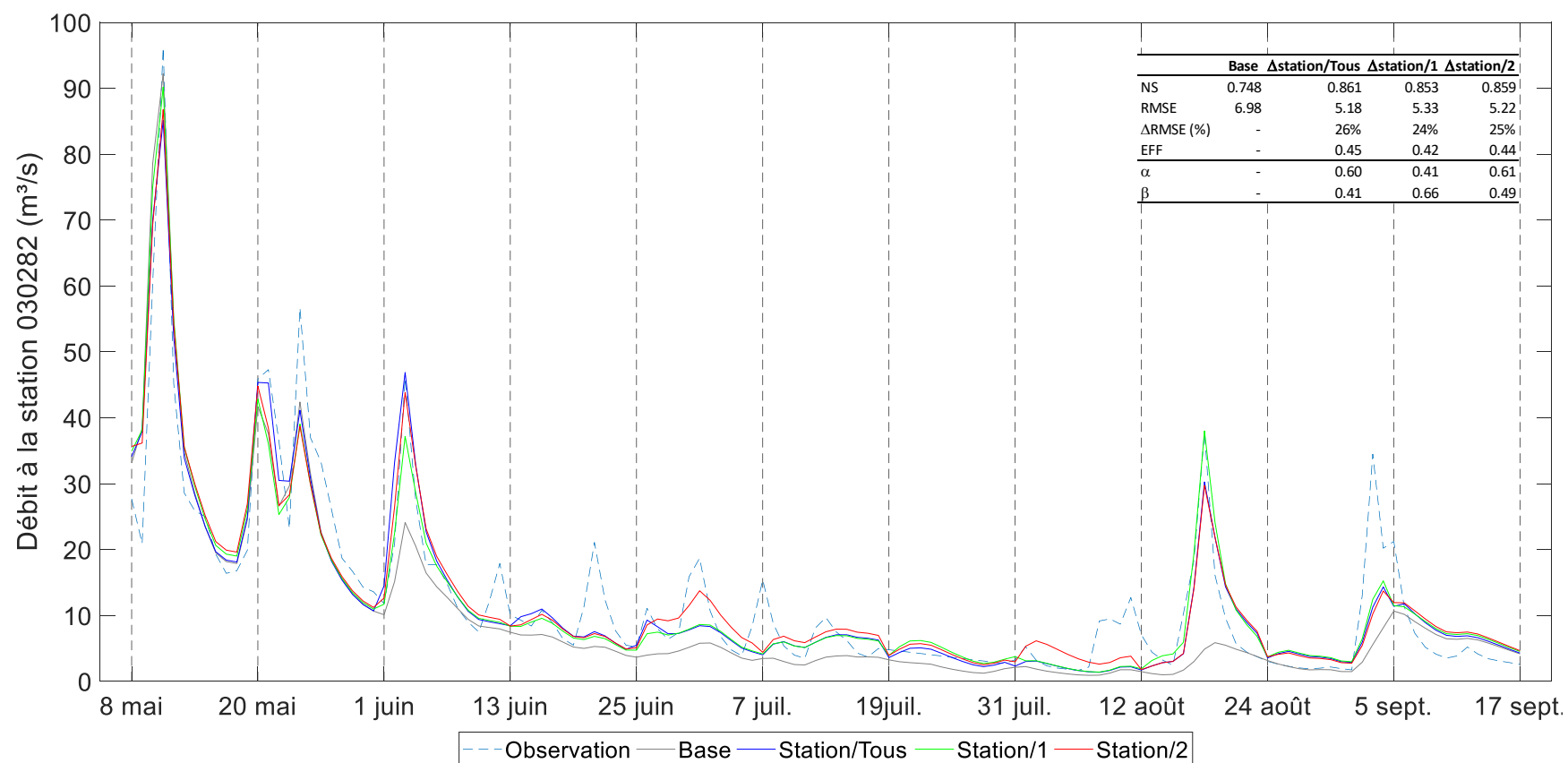


Figure 27 – Analyse de sensibilité du nombre de station dans la mise à jour de SM (Au Saumon)

En effet, une réduction du RMSE de 24% est obtenue avec l'emploi d'une sonde pour Au Saumon alors que le scénario *Sentinel* permet une réduction plus faible de 17%. Il faut se rappeler que le scénario *Sentinel* estime avant tout l'humidité de surface et à 20 cm de profondeur. Ces estimations faites grâce au modèle d'inversion et au modèle d'extrapolation de l'humidité du sol en profondeur sont entachées d'incertitudes traduites par les RMSE trouvées valant 0.030 et 0.033 m³/m³ pour les deux sous-modèles d'inversion et de 0.029 et 0.035 m³/m³ pour les groupes pédologiques 1 et 2 du modèle d'extrapolation d'humidité du sol. À l'opposé, le scénario *Station* emploi directement les valeurs de la base de données. Par contre, le scénario *Station* spatialise un Δ SM unique sur toutes les

UHRH basé sur la moyenne des lectures des stations. Il peut arriver que l'ensemble des stations ne donnent pas un portrait fidèle de l'état du bassin versant pour une simulation selon que si les conditions météorologiques ont influencé correctement ou non les mesures de ces stations. Par exemple, prenons le cas drastique où seulement une station est utilisée pour faire la mise à jour du modèle. Si les conditions météorologiques impliquent qu'une pluie est tombée sur la majorité du territoire mis à part celui de la station, alors il peut arriver dans ces cas que ce scénario sous-estime le débit en rivière. L'inverse est aussi vrai. Une pluie locale à la station peut engendrer une surestimation du débit, comme c'est le cas d'ailleurs pour toutes les méthodes basées sur les mesures par stations ponctuelles.

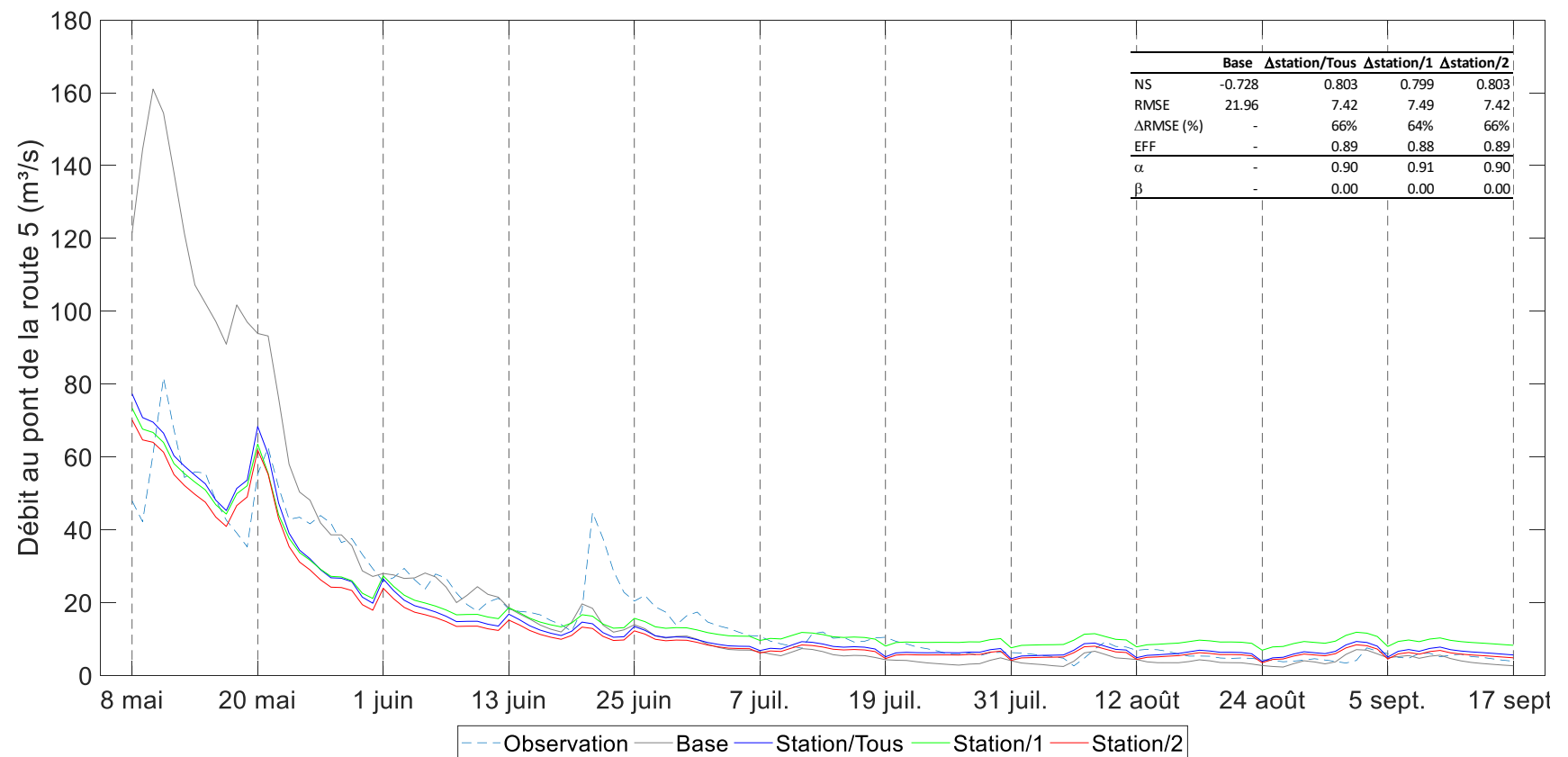


Figure 28 – Analyse de sensibilité du nombre de station dans la mise à jour de SM (Magog)

Pour Magog, l'effet du nombre de stations impliquées dans la mise à jour de l'humidité du sol est négligeable. Comme le montre la Figure 28, les différents hydrogrammes mènent à des scores et paramètres semblables. On peut noter à ce titre l'effet d'homogénéité des précipitations sur l'ensemble du territoire de Magog alors que dans le cas d'Au Saumon, le Mont-Mégantic induit un microclimat généré par l'effet orographique engendré par le changement brusque de la topographie du secteur. En effet, le Mont-Mégantic est responsable d'une augmentation de 15% des précipitations basé sur les normales climatiques de 1981 à 2010 comprenant les stations de Notre-Dame-Des-Bois et Lac Mégantic 2 (140 mm versus 121 mm pour juillet). Les précipitations y sont plus fréquentes sur ses flancs et aux alentours et se manifestent en la formation de cellules orageuses en été. Au final, l'utilisation d'une station permet de réduire le RMSE de 64% alors que le scénario *Sentinel* permet une réduction similaire de 66%. Un avantage certain de l'utilisation de stations de mesure de l'humidité du sol est que la donnée est disponible en continu. Ceci permet de faire la mise à jour du modèle hydrologique Hydrotel avec plus de flexibilité temporelle comparativement aux images radars Sentinel-1A, dont la fréquence d'acquisition au-dessus des bassins versants est d'une image à chaque 12 jours. Par ailleurs, on peut penser que l'utilisation d'un modèle d'inversion du signal radar à base physique permettrait de surpasser la performance d'une seule sonde sur le terrain. Dans ce cas, la méthode perd de l'intérêt puisque les méthodes physiques demandent beaucoup de données. Une approche semi-empirique comme celle de Dubois et coll. (1995) ou celle d'Oh et coll. (2002), serait par contre une avenue intéressante à explorer puisque leur méthode implique que deux paramètres : l'angle d'incidence local θ et la rugosité du terrain h_{rms} .

5.5.3 Étude approfondie des scénarios

Puisque l'habileté des scénarios ainsi que celle du modèle de base est très influencée par les crues printanières, il a été ici choisi de scinder en deux la période de simulation. En effet, avant le premier juin, l'écoulement dans les rivières est influencé par la fonte de la neige. Chacun des sites à l'étude comporte une crue dont l'intensité et la durée sont différentes. Puisque cet événement extrême est produit par la fonte de la neige, il s'avère que l'humidité du sol n'est pas le facteur déterminant à prendre en compte dans la production du ruissellement. C'est pourquoi le Tableau 12 présente les scores pour la saison estivale, soit après le 1 juin. Plusieurs constats ressortent de cette analyse. Le premier est que peu importe le site, l'efficacité des scénarios est

semblable pour la période ultérieure au 1 juin. Pour Au Saumon, des réductions du RMSE de 31 et 33% sont obtenues respectivement pour les scénarios *Station* et *Sentinel*, tandis que pour Magog ils sont de 14 et 15%. Ceci veut dire que l'humidité du sol est bien estimée par le modèle d'inversion du signal radar pour cette période et/ou que la méthode de spatialisation de l'humidité du sol pour le scénario *Station* pourrait être améliorée en considérant que l'erreur supplémentaire liée à l'inversion est inexistante pour ce scénario.

Tableau 12 - Scores des scénarios pour la période ultérieure au 1 juin

Au Saumon	Base	Δstation/Base	Sentinel/Base	Ratio pondération
NS	0.20	0.62	0.64	-
RMSE	6.72	4.64	4.51	-
Δ RMSE (%)	-	31%	33%	-
EFF	-	0.52	0.55	-
α		0.70	0.40	0.57
β		0.22	0.43	1.95
Magog	Base	Δstation/Base	Sentinel/Base	Ratio pondération
NS	0.60	0.70	0.72	-
RMSE	5.07	4.38	4.26	-
Δ RMSE (%)	-	14%	16%	-
EFF	-	0.26	0.30	-
α		0.68	0.40	0.59
β		0.53	0.75	1.42

Par ailleurs, l'écart-type moyen des mesures d'humidité de surface sur l'ensemble des stations de chaque site est de 0.045 m³/m³ pour Au Saumon et de 0.065 m³/m³ pour Magog. Puisque l'écart mesuré de l'humidité de surface est grand au sein d'un bassin versant, ceci exclut le fait que le modèle d'inversion ait bien performé parce que la condition antécédente d'humidité avant les pluies ait été groupée sur la moyenne. Par exemple, on peut citer les événements du 1 juillet, du 18 août et du 3 septembre sur Au Saumon (Figure 21) pour lequel il y a eu une période sèche précédant une pluie et dans lequel le scénario *Sentinel* a permis de faire un gain considérable sur la simulation hydrologique. En effet, l'humidité moyenne mesurée lors des sorties sur le terrain du 25 juin, du 12 août et du 24 août est de 0.225, 0.265 et 0.229 m³/m³, ce qui est plus faible que la moyenne saisonnière de 0.298 m³/m³. Les épisodes de pluie pour lesquels il y a une condition antécédente d'humidité élevée obtiennent également un gain sur la simulation en utilisant le modèle d'inversion. L'humidité moyenne de surface est de 0.360 m³/m³ en date du 1 juin lors de la visite terrain alors que la pluie est arrivée le 3 juin sur Au Saumon.

Quant aux facteurs de pondération α et β pour les deux scénarios, on note une dépendance au modèle de base pour les deux sites avec un β de 0.2 (Au Saumon) et 0.53 (Magog) dans le

scénario *Station* et un β de 0.43 (Au Saumon) et 0.75 (Magog) avec *Sentinel*. Ceci est sans contredit dû au fait que les sites sont fortement composés de forêt (89% et 61% respectivement). Par sa construction, Hydrotel permet de prendre en compte l'effet des forêts sur l'état de l'humidité du sol indépendamment pour chaque UHRH alors que la démarche proposée attribue une valeur même d'humidité du sol pour tous les UHRH d'un même polygone (scénario *Sentinel*) ou considère un biais unique ΔSM à l'ensemble des UHRH (scénario *Station*).

Lorsqu'on étudie le facteur α , on voit que pour les deux sites, un poids α plus élevé est attribué au scénario *Station* qu'au scénario *Sentinel*, ce qui indique que la méthode de spatialisation combinée à la meilleure précision sur les valeurs d'humidité produit un scénario plus fiable pour la simulation des débits. On peut aussi remarquer au Tableau 12 que le niveau d'implication du scénario de base entre le scénario *Station* et le scénario *Sentinel* est similaire (avec un ratio de pondération $\beta_{\text{sentinel}}/\beta_{\text{station}}$ de 1.95 pour Au Saumon et 1.42 pour Magog). En d'autres mots, le scénario *Sentinel* nécessite une dépendance supplémentaire du scénario de base comparé au scénario *Station*. Ceci est dû au fait que la démarche pour le scénario *Sentinel* comporte un plus haut niveau d'incertitude en raison du modèle d'inversion. Somme toute, les deux scénarios parviennent à donner des résultats similaires lorsque les facteurs de pondération α et β sont utilisés.

CHAPITRE 6 — CONCLUSION

Les éléments suivants ont été réalisés afin de répondre à l'objectif principal du mémoire qui est de vérifier et de quantifier la valeur ajoutée de la télédétection de l'humidité du sol dans l'amélioration de la simulation hydrologique de bassins versants. D'abord l'instrumentation des bassins versants des rivières Au Saumon et Magog en capteurs d'humidité a permis de créer une base de données pour ces deux unités hydrologiques. Les images du radar Sentinel-1A en polarisation VV ont été téléchargées pour la saison estivale 2019 et calibrées de sorte à fournir l'information sur le signal rétrodiffusé σ°_{vv} au capteur en unité de puissance (dB). Les images MODIS des satellites Terra et Aqua ont également été acquises avec comme information le produit NDVI à une résolution 250 m par 250 m. À partir de la campagne terrain et des images Sentinel-1A, une régression linéaire a été établie en corrélant l'humidité du sol mesurée par des sondes disposées dans les bassins versants à l'étude au σ°_{vv} moyenné sur les pixels entourant les sondes. Deux sous-domaines d'application ont été créés suivant une valeur seuil du NDVI établie expérimentalement à 0.75, ce qui équivaut à une hauteur de végétation de 20 cm. Un R^2 de 0.56 a été obtenu pour la droite de régression pour $h_v < 20\text{cm}$ et de 0.22 pour $h_v > 20\text{cm}$. Les images Sentinel-1A ont ensuite été utilisées pour estimer l'humidité en surface SMS à l'échelle du bassin versant en moyennant σ°_{vv} sur des agglomérations de terres agricoles définissant des sous-unités de bassin versant, l'information sur l'humidité du sol en zone forestière étant impossible à extraire à partir d'un radar en bande C. Puisque c'est l'information de la couche hypodermique ou zone racinaire qui influence le plus le ruissellement généré dans Hydrotel, un modèle a été développé dans le but de faire une estimation de l'humidité à une profondeur de 20 cm, soit la profondeur à laquelle 10 sondes sur un total de 42 ont été réparties sur l'ensemble des deux sites. Le modèle permet de faire la simulation de l'humidité du sol avec un RMSE moyen de $0.0319 \text{ m}^3/\text{m}^3$. La variable d'humidité du sol produite par le modèle hydrologique Hydrotel des deux sites ont été mis à jour à chaque passage du radar Sentinel-1A (aux 12 jours). Les valeurs d'humidité du sol estimées en surface et à 20 cm de profondeur ont été substituées à celles calculées comme variable d'état au sein du modèle BV3C du module du bilan vertical d'Hydrotel. Ce scénario, dénommé *Sentinel*, a été comparé à un deuxième scénario en plus du modèle de base préalablement calé selon le critère de Nash-Sutcliffe. Ce deuxième scénario, appelé *Station*, implique l'utilisation directe des données d'humidité du sol mesurées aux stations. Les résultats indiquent que la télédétection de l'humidité du sol permet de réduire le

RMSE sur les débits de 33 et 15% pour les bassins Au Saumon et Magog respectivement pour la saison estivale 2019 en excluant la crue printanière. Cette performance a ensuite été vérifiée pour l'année 2018 étant donné que les images Sentinel-1A ont aussi été téléchargées et traitées. Les RMSE pour la validation sont respectivement de 14 et 15% pour Au Saumon et Magog. En comparaison, le scénario *Station*, pour lequel 13 sondes sont utilisées pour Au Saumon et 18 pour Magog, permet lui aussi une réduction sur le RMSE. Pour 2019, des réductions de 31 et 14% sont obtenues. Néanmoins une investigation sur le nombre de sondes impliquées a permis de reconnaître que l'utilisation judicieuse de seulement une station avec deux sondes (une en surface et une en profondeur) a permis d'obtenir des réductions sur le RMSE moins élevées par rapport à l'emploi de l'ensemble des sondes sur les bassins versants. L'année 2018 n'a pas pu être vérifiée puisque la campagne terrain a seulement eu lieu pour la saison 2019. Ce projet a donc permis de répondre à l'objectif principal. Par le biais d'une démarche simple de transformation du signal radar rétrodiffusé en humidité du sol et par la mise à jour de l'état du modèle Hydrotel, la télédétection a démontré un potentiel notable sur la réduction de l'erreur de simulation des débits. Enfin, quelques démarches supplémentaires sont souhaitables à réaliser dans le but de raffiner la méthode décrite. En premier, il serait important de continuer à instrumenter les bassins versants afin d'augmenter la base de données en humidité du sol utilisée dans le modèle d'inversion et dans l'algorithme vertical. Ces données permettraient de valider les résultats obtenus. De plus, la validation du modèle pour les années 2016 et 2017 est fortement suggérée puisqu'à défaut de temps, les images radars Sentinel-1A des années antérieures, soient 2016 et 2017 n'ont pu être téléchargées et traitées. Dans de futures études, il serait souhaitable de tester différents bassins versants pour la récupération du signal radar (ayant des pourcentages et des répartitions différents de terres agricoles). Par ailleurs, il serait un atout d'évaluer la nouvelle mission RADARSAT Constellation lancée en orbite à l'été 2019 avec un temps de revisite journalier au Canada avec une résolution spatiale moyenne (pixels carrés de 16 ou 30 mètres). Cela permettrait de faire une mise à jour plus rapprochée de l'état du bassin versant et donc d'augmenter la probabilité d'obtenir une mesure de l'humidité du sol du bassin tout juste avant un épisode pluvieux. La future mission satellitaire NISAR dotée d'un radar à haute résolution émettant en bande L et qui sera lancée en orbite en 2022 permettra d'améliorer la détection de l'humidité du sol en zone agricole et d'évaluer l'ajout de l'information sur l'humidité du sol détectée en zone forestière dans la mise à jour du modèle Hydrotel.

ANNEXES

ANNEXE A – SONDES EC-5

Calibration des sondes EC-5

Sur les 38 kits comprenant sondes et enregistreurs de données fournis par l'Agence spatiale canadienne (ASC), deux ont été mis de côté puisque les capteurs étaient non fonctionnels. Ce sont donc 36 kits qui ont été installés dans les sites d'étude pour établir le modèle d'inversion. Leur fonctionnalité a donc fait l'objet d'un premier test. Chaque port de chaque enregistreur a été testé en utilisant un petit pot de terre, le but étant de vérifier leur bon fonctionnement. Le Tableau 13 représente le contrôle qui a été fait de manière continue pour suivre l'évolution de la fonctionnalité des enregistreurs. Le port #5 de l'enregistreur EL9940 et EL9932 a été découvert comme non utilisable ainsi que le port #2 de l'enregistreur EL9910. Le logger EL9934 a été jugé comme inutilisable en mode continu puisque les données d'humidité du sol enregistrées oscillent grandement et incluent des valeurs négatives. Il peut néanmoins être utilisé en mode 'scan' pour faire le suivi immédiat de l'humidité du sol à un endroit donné.

Tableau 13 – Suivi de la fonctionnalité des enregistreurs

ID	Port 1	Port 2	Port 3	Port 4	Port 5	Commentaires
EL9909	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9910	oui	non	oui	oui	oui	Port 2 brisé
EL9911	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9912	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9913	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9915	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9916	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9917	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9918	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9919	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9920	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9921	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9922	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9923	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9924	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9925	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9926	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9927	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9928	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9929	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9930	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9931	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9932	oui	oui	oui	oui	non	Port 5 brisé
EL9933	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9934	oui	non	non	non	non	Enregistreur non fonctionnel mis à part en mode scan.
EL9935	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9936	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9937	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9938	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9939	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9940	oui	oui	oui	oui	non	Port 5 brisé
EL9941	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9942	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9943	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9944	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9946	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9947	oui	oui	oui	oui	oui	
EL9948	oui	oui	oui	oui	oui	

Ensuite chaque sonde EC-5 a été testée pour détecter les mauvais fonctionnements. À cette étape, la valeur d'humidité du sol devait être une valeur positive et devait refléter une valeur réaliste pour le type de sol utilisé. Parmi les deux kits non fonctionnels, une sonde est physiquement brisée et la deuxième donne des valeurs erronées.

Vérification de la précision sur la mesure

Un test en laboratoire a été effectué pour valider la précision de la mesure de chaque sonde EC-5. Cette étape consiste à comparer les valeurs d'humidité du sol estimées par chaque sonde à la valeur réelle trouvée par la méthode standardisée D2216 de l'ASTM. Un bac en métal de dimension 180 x 100 cm avec une couche de sol d'environ 60 cm a été utilisé comme sol témoin. La terre utilisée provient d'une gravière à Ascot Corner. Bien qu'aucun test de caractérisation pédologique ait été fait sur ce sol, il a été jugé convenable et conforme pour le travail à réaliser. Aucune trace de métaux ou autre contamination n'a été trouvée et tout porte à croire qu'il appartient à la classe de sol minéral pour lequel la compagnie METER Group a établi le modèle de récupération de l'humidité du sol.



Figure 29 – Bac de terre utilisé pour la validation de la précision sur la mesure d'humidité des sondes EC-5

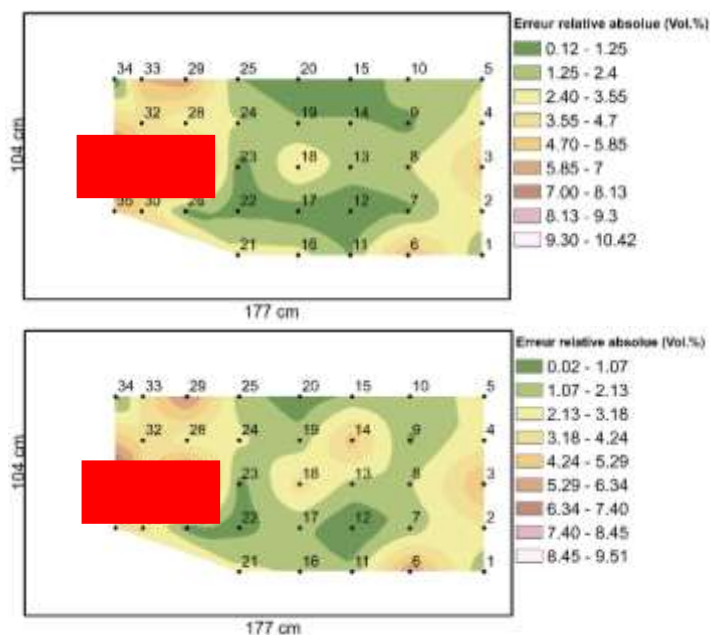


Figure 30 – Erreur relative absolue 2D sur la mesure d'humidité : 25 février (en haut), 8 mars (en bas)

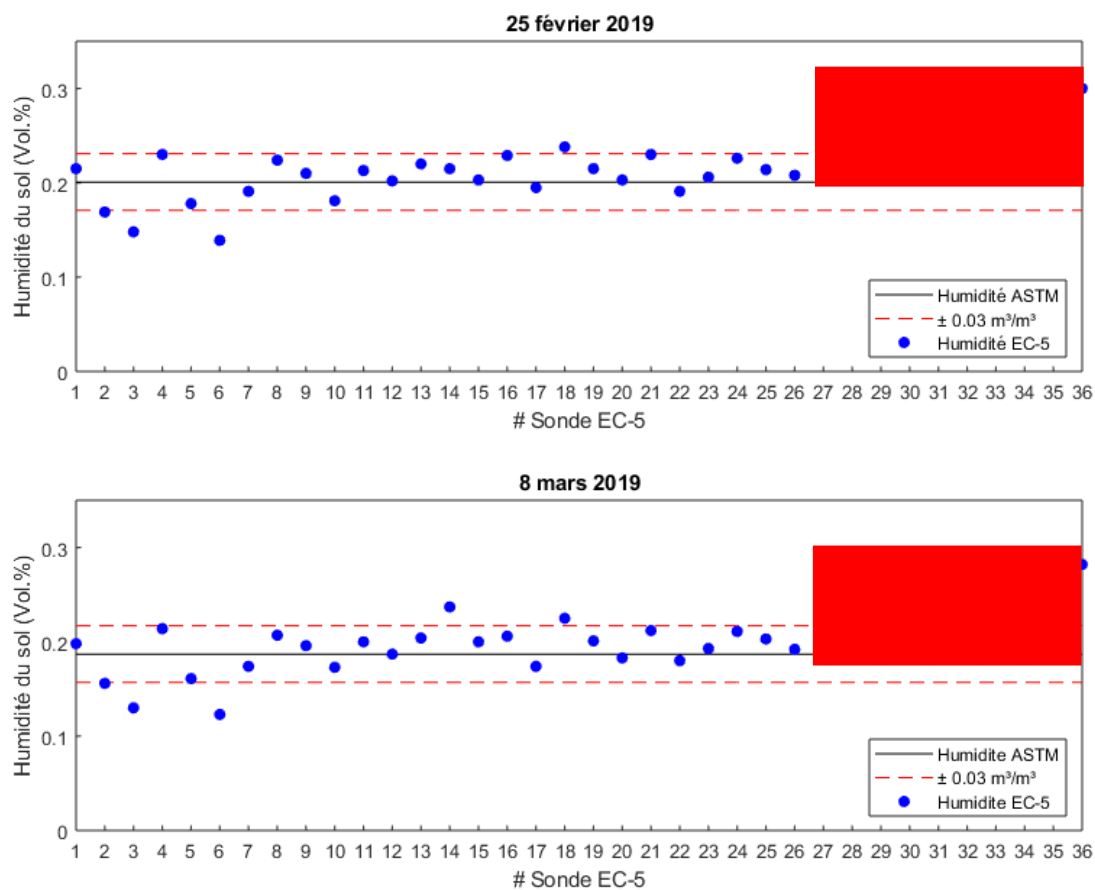


Figure 31 – Valeurs de SM pour les différentes sondes (test du bac de terre)

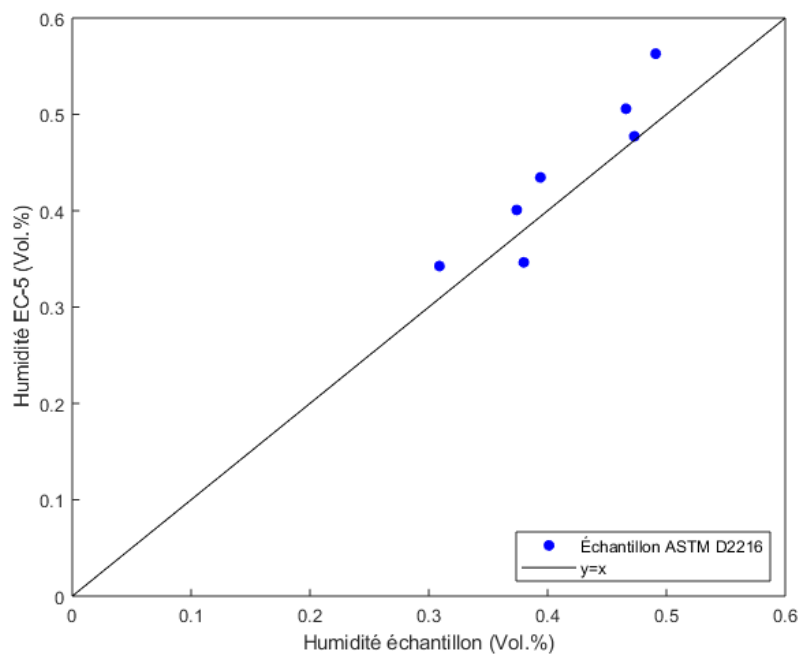


Figure 32 – Comparaison entre SM mesurée au moyen de la sonde EC-5 et le test ASTM D2216

Tableau 14 – Coordonnées géographiques des stations de mesures

ID	Saison 2019					
	Longitude	Latitude	Installé	Retiré	Bassin versant	Forêt/Champ
EL9909	-	-	-	-	-	-
EL9910	45.385490	72.042984	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9911	45.414719	71.255328	27 juin 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Forêt
EL9912	45.234009	72.224017	27 juin 2019	30 octobre 2019	Magog	Forêt
EL9913	45.385530	72.044789	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9915	45.334768	71.980435	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9916	45.089954	72.216488	13 juin 2019	30 octobre 2019	Magog	Forêt
EL9917*	45.234009	72.224017	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9918*	45.515147	71.330121	4 mai 2019	17 septembre 2019	Au Saumon	Champ
EL9919*	45.178626	72.139751	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9920	45.294783	71.171456	27 juin 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Forêt
EL9921*	45.233816	72.141730	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9922	45.426750	71.110873	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9923*	45.012445	72.169459	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9924*	45.425006	71.111120	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9925	-	-	-	-	-	-
EL9926	-	-	-	-	-	-
EL9927	45.514382	71.332489	13 juin 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Forêt
EL9928	45.013672	72.170161	2 mai 2019	17 septembre 2019	Magog	Champ
EL9929	45.616546	71.260303	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9930	-	-	-	-	-	-
EL9931	45.315073	72.007285	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9932	45.177445	72.135652	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9933	45.232998	72.224324	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9934	45.414719	71.255328	4 mai 2019	30 mai 2019	Au Saumon	Champ
EL9935	45.650768	71.385542	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9936	45.414719	71.255328	30 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9937	45.401185	71.213454	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9938	45.620160	71.453329	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9939	-	-	-	-	-	-
EL9940	45.295499	71.171143	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9941*	45.655155	71.388376	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9942	45.089954	72.216488	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ
EL9943*	45.294783	71.171456	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9944*	45.402686	71.232865	4 mai 2019	17 septembre 2019	Au Saumon	Champ
EL9946	45.233816	72.141730	13 juin 2019	30 octobre 2019	Magog	Forêt
EL9947	45.514382	71.332489	4 mai 2019	29 octobre 2019	Au Saumon	Champ
EL9948*	45.328044	71.976004	2 mai 2019	30 octobre 2019	Magog	Champ

* Station comprenant une sonde en surface et une sonde à 20 cm de profondeur

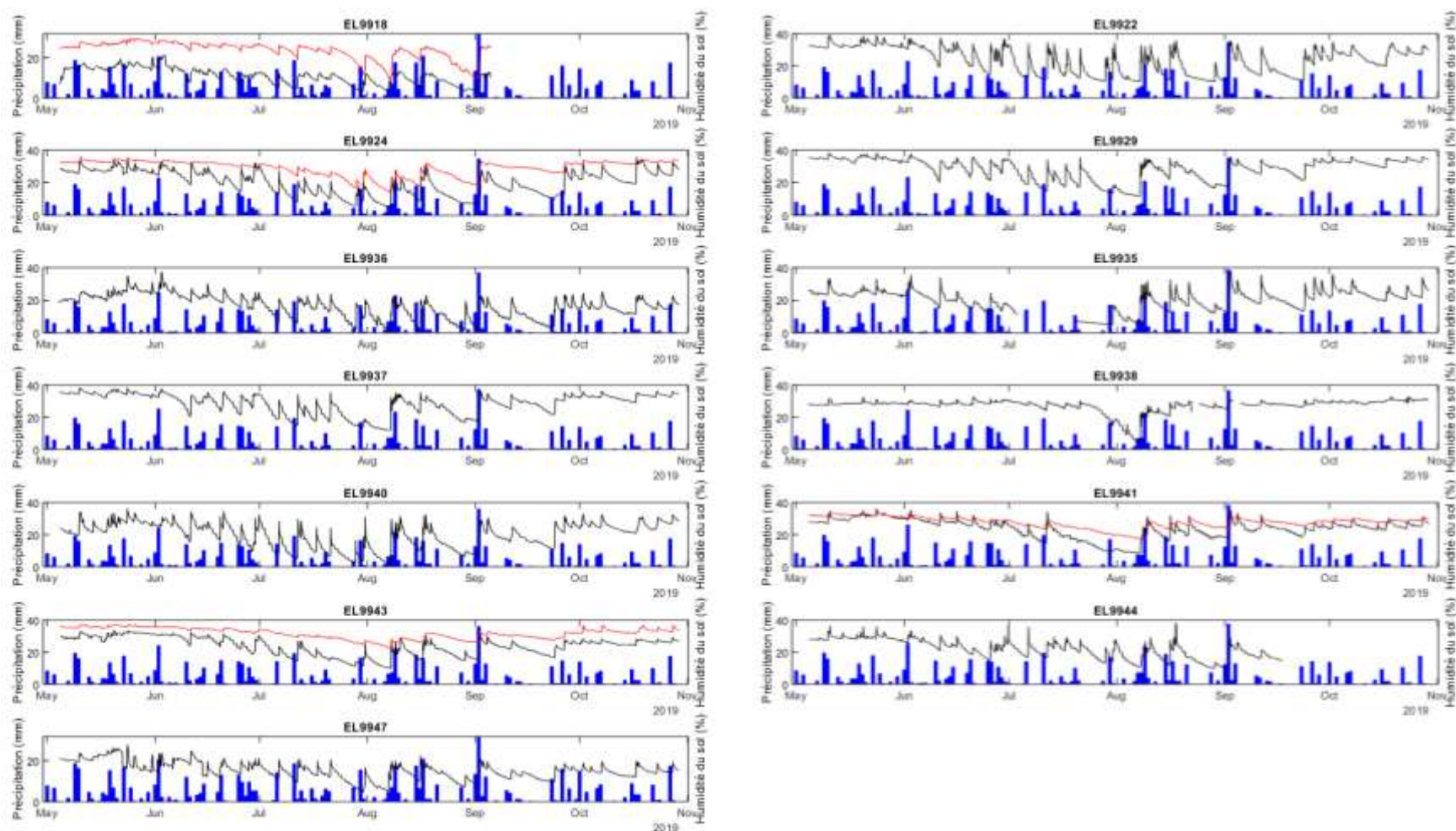


Figure 33 – Données d'humidité sur le bassin Au Saumon 2019 (en noir : 0-5 cm vertical; en rouge : à 20 cm horizontal)

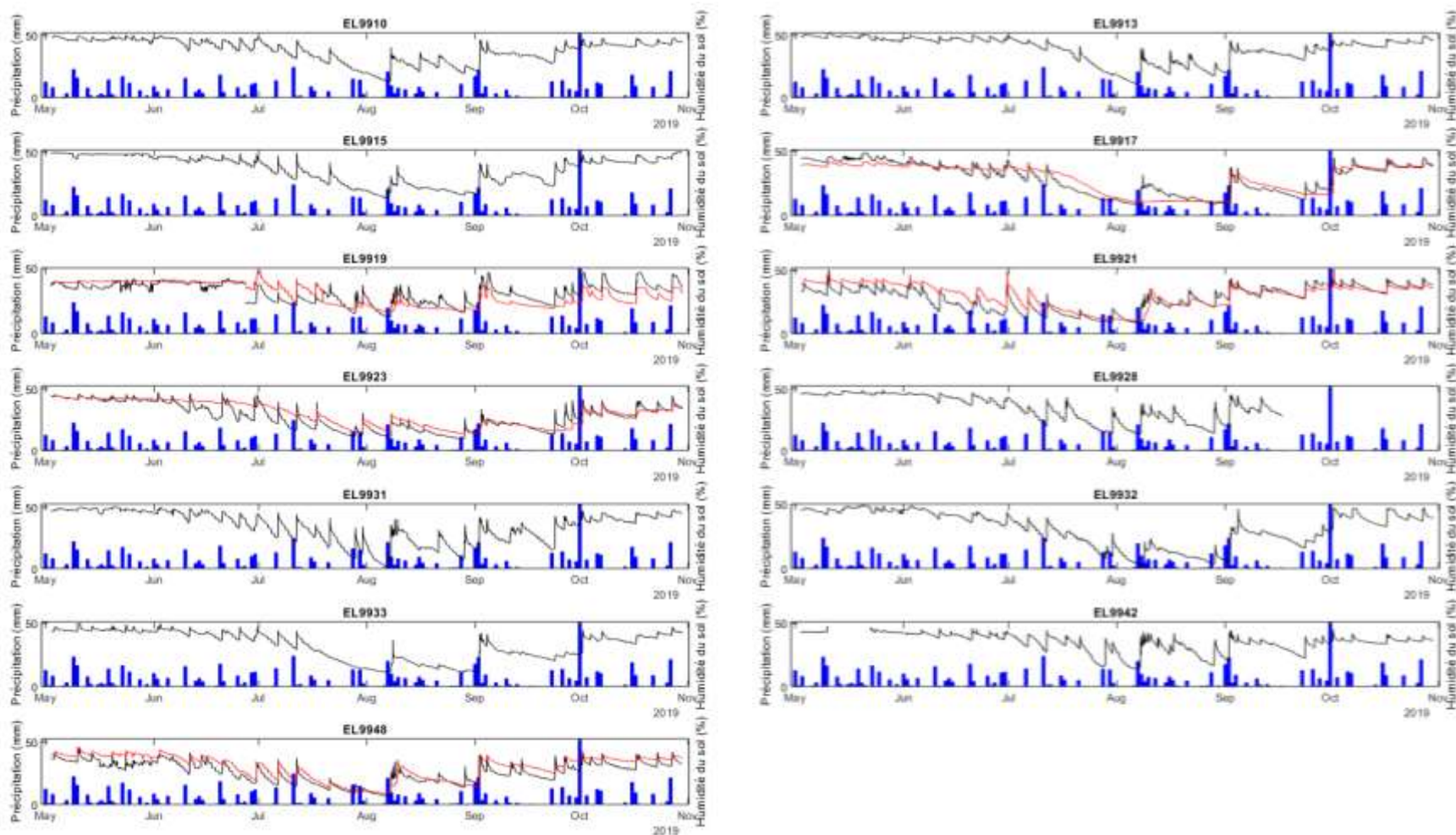


Figure 34 – Données d'humidité sur le bassin Magog 2019 (en noir :0-5 cm vertical; en rouge : à 20 cm horizontal)

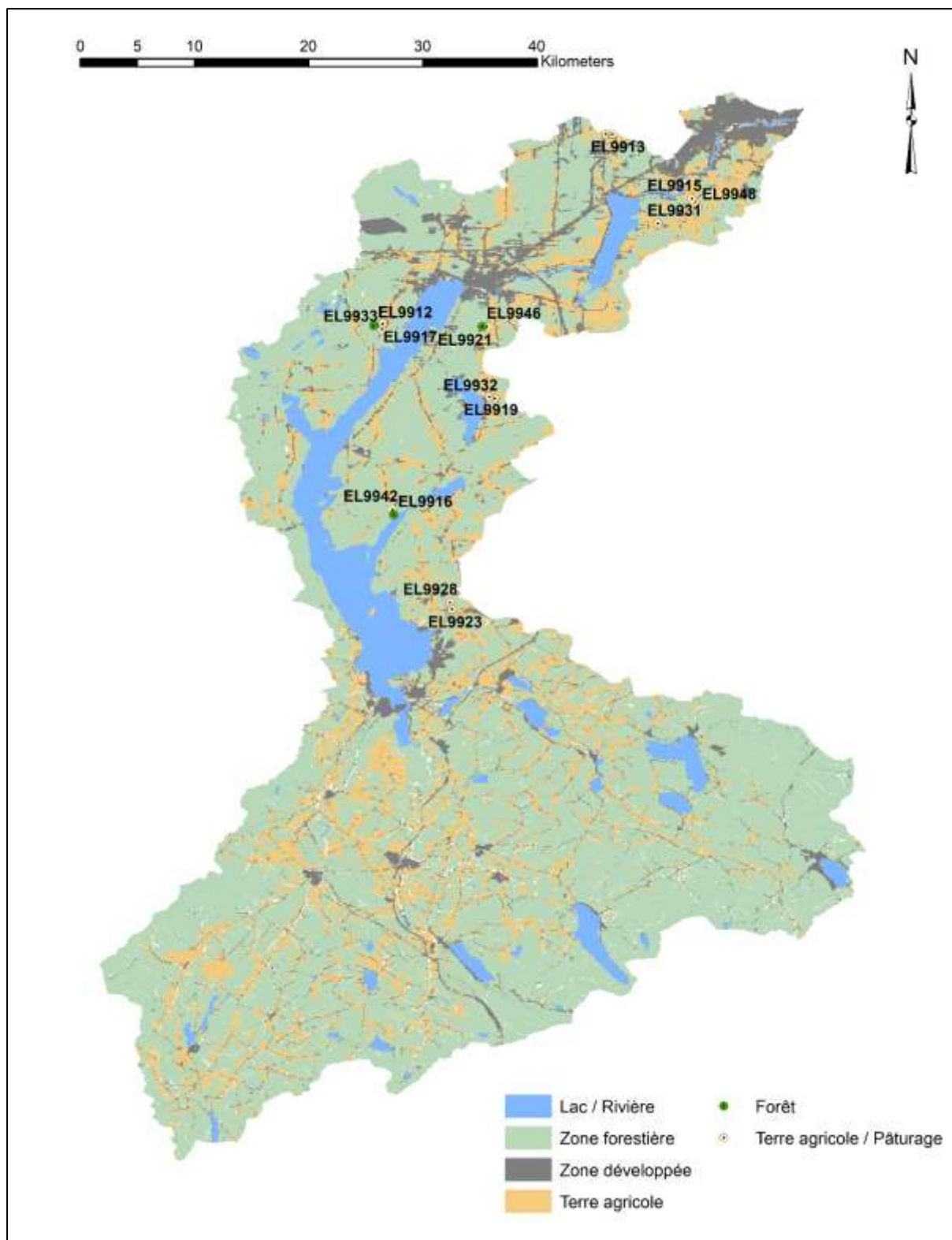


Figure 35 – Déploiement des sondes d'humidité Magog 2019

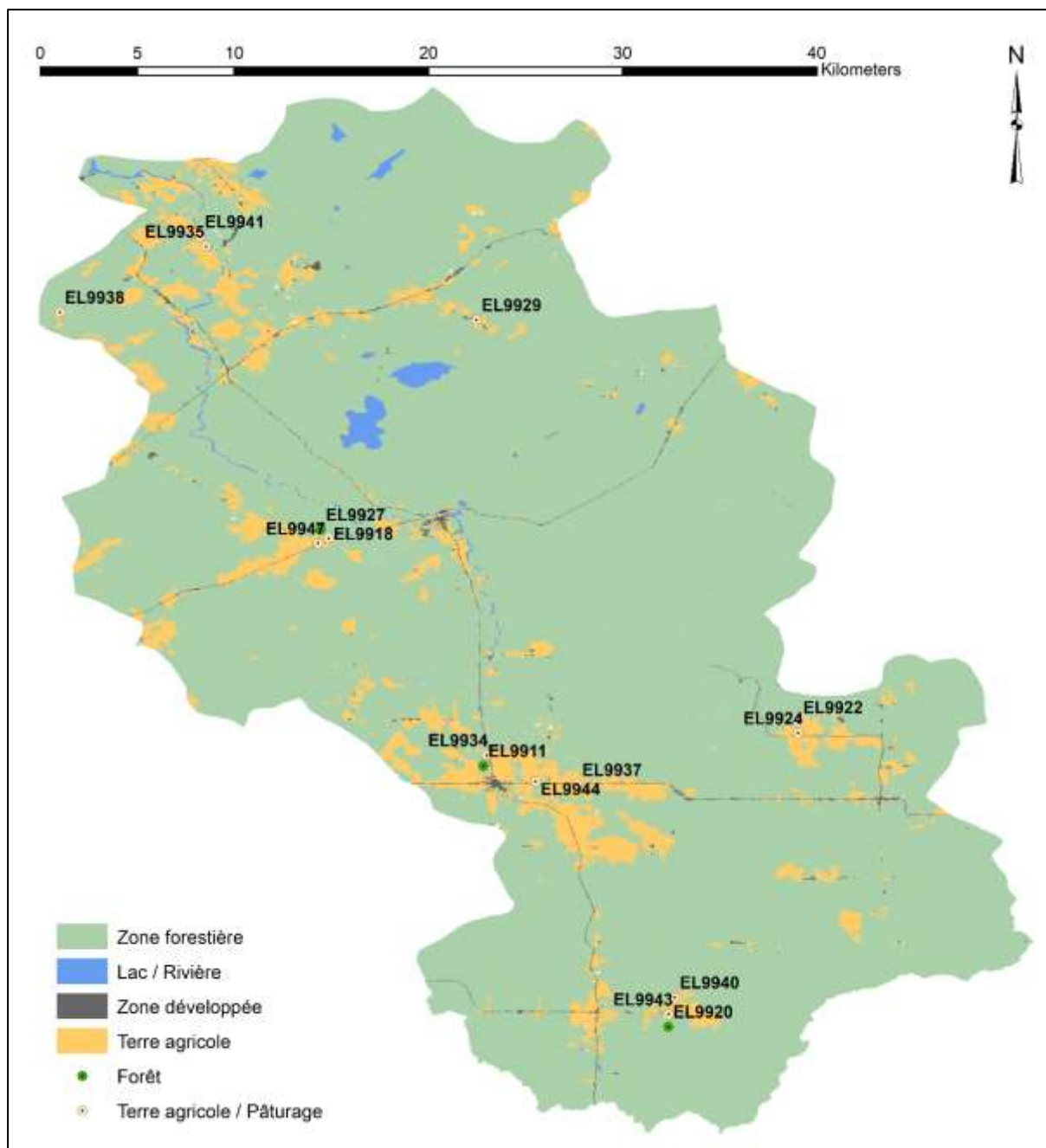


Figure 36 – Déploiement des sondes d'humidité Au Saumon 2019

ANNEXE B – AUTRES RÉSULTATS

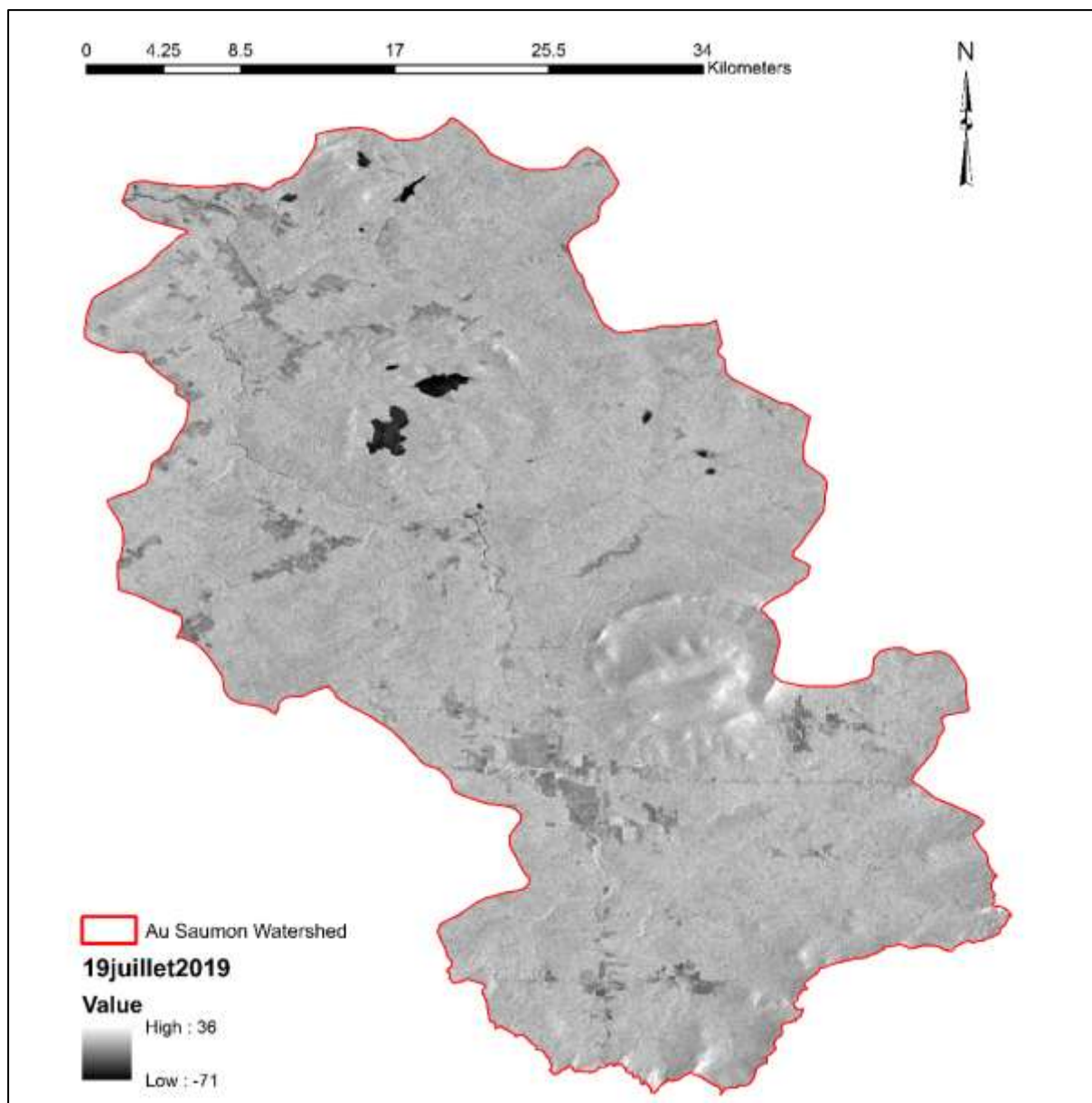


Figure 37 – Exemple d'image radar Sentinel-1A en polarisation VV

Tableau 15 – Paramètres optimisés suite au calage (Au Saumon)

Au Saumon_River	Low_bound	Best Fit	Up_bound	File_Name	Nash
PASSAGE_PLUIE_NEIGE	-2	-1.65	2	thiessen.csv	0.68
SEUIL_FONTE_CONIFERS	0	0.1	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_FEUILLUS	-5	0.48	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_DECOUVERTS	-5	0.78	5	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_CONIFERS	0	9.62	10	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_FEUILLUS	0	8.27	11	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_DECOUVERTS	0	11.42	14	degre_jour_modifie.csv	
COEFFICIENT_MULTIPLICATIF	0	0.93	1.5	thornthwaite.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_1	0.01	0.11	1.5	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_2	0.01	0.45	1	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_3	0.1	4.97	10	bv3c.csv	

Tableau 16 – Paramètres optimisés suite au calage (Magog)

Clyde_River	Low_bound	Best Fit	Up_bound	File_Name	Nash
PASSAGE_PLUIE_NEIGE	-2	-1.2754	2	thiessen.csv	0.74
SEUIL_FONTE_CONIFERS	0	4.7374	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_FEUILLUS	-5	5	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_DECOUVERTS	-5	4.6417	5	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_CONIFERS	0	6.8699	10	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_FEUILLUS	0	13.1853	11	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_DECOUVERTS	0	6.1677	14	degre_jour_modifie.csv	
COEFFICIENT_MULTIPLICATIF	0	1.192	1.5	thornthwaite.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_1	0.01	0.0017	1.5	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_2	0.01	0.2225	1	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_3	0.1	11.5514	10	bv3c.csv	
Barton_River	Low_bound	Best Fit	Up_bound	File_Name	Nash
PASSAGE_PLUIE_NEIGE	-2	-1.7388	2	thiessen.csv	0.63
SEUIL_FONTE_CONIFERS	0	0.6061	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_FEUILLUS	-5	-4.8658	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_DECOUVERTS	-5	2.7703	5	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_CONIFERS	0	2.9383	10	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_FEUILLUS	0	5.6872	11	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_DECOUVERTS	0	12.7731	14	degre_jour_modifie.csv	
COEFFICIENT_MULTIPLICATIF	0	0.9049	1.5	thornthwaite.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_1	0.01	0.0025	1.5	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_2	0.01	0.1851	1	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_3	0.1	12	10	bv3c.csv	
Black_River	Low_bound	Best Fit	Up_bound	File_Name	Nash
PASSAGE_PLUIE_NEIGE	-2	-1.2754	2	thiessen.csv	0.59
SEUIL_FONTE_CONIFERS	0	3.4132	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_FEUILLUS	-5	-3.0121	5	degre_jour_modifie.csv	
SEUIL_FONTE_DECOUVERTS	-5	3.0152	5	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_CONIFERS	0	6.7616	10	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_FEUILLUS	0	8.9791	11	degre_jour_modifie.csv	
TAUX_FONTE_DECOUVERTS	0	14.4013	14	degre_jour_modifie.csv	
COEFFICIENT_MULTIPLICATIF	0	1.192	1.5	thornthwaite.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_1	0.01	0.01	1.5	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_2	0.01	0.2321	1	bv3c.csv	
EPAISSEUR_COUCHE_3	0.1	0.1	10	bv3c.csv	

Tableau 17 – Fichier état bilan_vertical.csv du module bv3c

ETATS BILAN VERTICAL BV3C (4.0.31.0000)				
DATE_HEURE 6/6/2018 12:00:00 AM				
UHRH	THETA 1	THETA 2	THETA 3	
1	0.353	0.395	0.417	
2	0.353	0.395	0.417	
3	0.353	0.395	0.417	
4	0.353	0.395	0.417	
5	0.353	0.395	0.417	
6	0.353	0.395	0.417	
7	0.353	0.395	0.417	
8	0.353	0.395	0.417	
9	0.353	0.395	0.417	
10	0.353	0.395	0.417	
11	0.353	0.395	0.417	
12	0.353	0.395	0.417	
13	0.353	0.395	0.417	
14	0.360	0.482	0.417	
15	0.360	0.482	0.417	
16	0.353	0.478	0.417	
17	0.353	0.395	0.417	
18	0.353	0.478	0.417	
19	0.353	0.478	0.417	
20	0.353	0.478	0.417	
21	0.353	0.395	0.417	
22	0.353	0.478	0.417	
23	0.353	0.478	0.417	
24	0.364	0.484	0.417	
25	0.353	0.478	0.417	
26	0.353	0.478	0.417	
27	0.353	0.395	0.417	
28	0.353	0.395	0.417	
29	0.364	0.484	0.417	
30	0.353	0.478	0.417	
31	0.364	0.484	0.417	
32	0.360	0.398	0.417	
33	0.360	0.482	0.417	
34	0.360	0.482	0.417	
35	0.360	0.482	0.417	
36	0.360	0.398	0.417	
37	0.360	0.398	0.417	
38	0.360	0.398	0.417	
39	0.364	0.399	0.417	
40	0.364	0.399	0.417	
41	0.364	0.399	0.417	
42	0.360	0.398	0.417	
43	0.353	0.478	0.401	
44	0.353	0.395	0.401	
45	0.360	0.482	0.401	
...	
205	0.363	0.399	0.417	

Tableau 18 – Propriétés hydrauliques des sols classés par texture (Rawls et coll., 1982)

texture	thetas	thetacc	thetapf	ks	psis	lambda	alpha
sand	0.417	0.091	0.033	0.21	0.1598	0.694	10
loamy_sand	0.401	0.125	0.055	0.0611	0.2058	0.553	6
sandy_loam	0.412	0.207	0.095	0.0259	0.302	0.378	4.5
loam	0.434	0.27	0.117	0.0132	0.4012	0.252	3.5
silt_loam	0.486	0.33	0.133	0.0068	0.5087	0.234	3
silt	0.486	0.33	0.133	0.0068	0.5087	0.234	3
sandy_clay_loam	0.33	0.255	0.148	0.0043	0.5941	0.319	3.5
clay_loam	0.39	0.318	0.197	0.0023	0.5643	0.242	2
silty_clay_loam	0.432	0.366	0.208	0.0015	0.7033	0.177	1.5
sandy_clay	0.321	0.339	0.239	0.0012	0.7948	0.223	1
silty_clay	0.423	0.387	0.25	0.0009	0.7654	0.15	0.8
clay	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.856	0.165	0.5
water	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.856	0.165	0.5
rocks	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.856	0.165	0.5
organic	0.417	0.091	0.033	0.21	0.1598	0.694	10
ice	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.856	0.165	0.5
peat_(Fibric)	0.93	0.275	0.05	1.008	0.0103	0.37	6
peat_(Hemic)	0.88	0.62	0.15	0.0072	0.0102	0.164	3
peat_(Sapric)	0.83	0.705	0.25	0.0004	0.0101	0.083	0.5
peat_(Neco)	0.88	0.45	0.15	0.5	0.0102	0.25	5

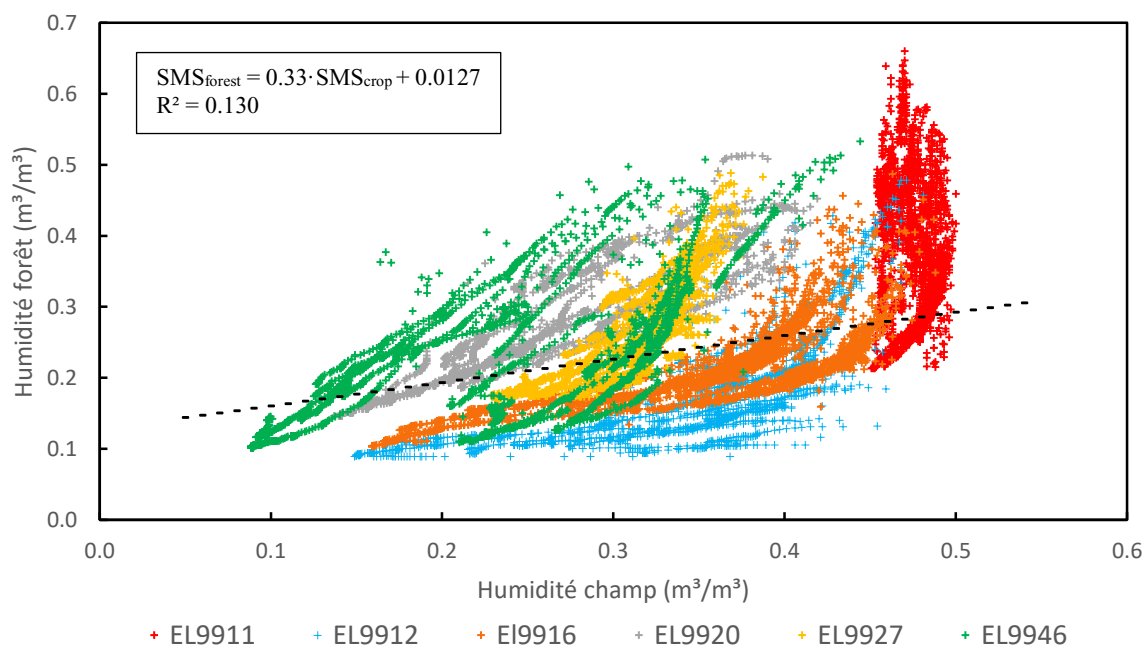


Figure 38 - Corrélation entre l'humidité du sol en milieu forestier et agricole

Échéancier et livrables

Révisé le 10 décembre 2018

Item	Description	Durée (h)	Été 2018					Automne 2018				Hiver 2019					Été 2019				Automne 2019				Hiver 2020				
			Mai	Jun	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jun	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Jun	Juil.
0	Phase 0 - Revue de la littérature	0																											
0.1	<u>Lectures, annotation et triage des articles importants</u>																												
0.2	<u>Rédaction du dépôt de projet de recherche (DPR)</u>																												
1	Phase 1 - Installation et entretien des sondes d'humidité sur le terrain	0																											
1.1	<u>Bassin versant de la rivière au Saumon</u>																												
1.1.1	Définition de l'emplacement des sondes sur une carte																												
1.1.2	Prise de contact avec les propriétaires des terrains																												
1.1.3	Installation des sondes (=20 sondes)																												
1.1.4	Entretiens et visites																												
1.1.4	Démantèlement																												
1.2	<u>Bassin versant de la rivière Magog</u>																												
1.2.1	Définition de l'emplacement des sondes sur une carte																												
1.2.2	Prise de contact avec les propriétaires des terrains																												
1.2.3	Installation des sondes (=20 sondes)																												
1.2.4	Entretiens et visites																												
1.2.4	Démantèlement																												
2	Phase 2 - Post-traitement des données terrain et préparation des produits d'humidité satellitaire	0																											
2.1	<u>Données terrain (sondes d'humidité EC-5)</u>																												
2.1.1	Traitement des séries d'humidité du sol																												
2.1.2	Échantillonnage de végétation et expertises en laboratoire																												
2.2	<u>Acquisition des images satellitaires de Sentinel-1</u>																												
2.2.1	Téléchargement sur Copernicus																												
2.2.2	Prétraitement sur SNAP																												
3	Phase 3 - Prévion hydrologique Hydrotel	0																											
3.1	<u>Modèle Hydrotel</u>																												
3.1.1	Vérification du modèle construit (par Didier Haguma)																												
3.1.2	Précalibration du modèle (si nécessaire)																												
3.1.3	Établissement des différents scénarios de prévision hydrologique																												
3.2	<u>Établissement des différents modèles de transformation des données et modélisation</u>																												
3.2.1	Spatialisation de l'humidité ponctuel des sondes EC-5																												
3.2.2	Conversion des images Sentinel-1 en humidité du sol																												
3.2.3	Extrapolation de l'humidité de surface en profondeur																												
3.2.4	Incorporation dans Hydrotel																												
4	Phase 4 - Évaluation du modèle développé et rédaction du mémoire	0																											
4.1	<u>Synthèse des résultats</u>																												
4.1.1	Production d'analyses comparatives																												
4.2	<u>Rédaction</u>																												
4.2.1	Mémoire																												
4.2.3	Préparation de l'exposé final de maîtrise																												

Figure 39 – Échéancier du projet de recherche

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Alvarez-Mozos, J., Casali, J., Gonzalez-Audicana, M., Verhoest, N.E.C., 2006. Assessment of the operational applicability of RADARSAT-1 data for surface soil moisture estimation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. (USA)* 44, 913–24. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.862248>
- Attarzadeh, R., Amini, J., Notarnicola, C., Greifeneder, F., 2018. Synergetic use of Sentinel-1 and Sentinel-2 data for soil moisture mapping at plot scale. *Remote Sens.* 10. <https://doi.org/10.3390/rs10081285>
- Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L., 2003. Sequential Assimilation of Soil Moisture and Streamflow Data in a Conceptual Rainfall-Runoff Model. *J. Hydrol.* 280, 145–161. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00229-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00229-4)
- Azimi, S., Dariane, A.B., Modanesi, S., Bauer-Marschallinger, B., Bindlish, R., Wagner, W., Massari, C., 2020. Assimilation of Sentinel 1 and SMAP – based satellite soil moisture retrievals into SWAT hydrological model: the impact of satellite revisit time and product spatial resolution on flood simulations in small basins. *J. Hydrol.* 581, 124367. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124367>
- Baghdadi, N., Camus, P., Beaugendre, N., Issa, O.M., Zribi, M., Desprats, J.F., Rajot, J.L., Abdallah, C., Sannier, C., 2011. Estimating Surface Soil Moisture from TerraSAR-X Data over Two Small Catchments in the Sahelian Part of Western Niger. *Remote Sens.* 3. <https://doi.org/10.3390/rs3061266>
- Baghdadi, N., El Hajj, M., Zribi, M., Bousbih, S., 2017. Calibration of the Water Cloud Model at C-Band for Winter Crop Fields and Grasslands. *Remote Sens.* 9, 969.
- Baldwin, D., Manfreda, S., Keller, K., Smithwick, E.A.H., 2017. Predicting root zone soil moisture with soil properties and satellite near-surface moisture data across the conterminous United States. *J. Hydrol.* 546, 393–404. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.020>
- Bhuiyan, H., McNairn, H., Powers, J., Merzouki, A., 2017. Application of HEC-HMS in a cold region watershed and use of RADARSAT-2 soil moisture in initializing the model. *Hydrology* 4, 9. <https://doi.org/10.3390/hydrology4010009>
- Bindlish, R., Barros, A.P., 2001. Parameterization of vegetation backscatter in radar-based, soil moisture estimation. *Remote Sens. Environ.* 76, 130–137. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00200-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00200-5)
- Bogena, H.R., Herbst, M., Huisman, J.A., Rosenbaum, U., Weuthen, A., Vereecken, H., 2010. Potential of Wireless Sensor Networks for Measuring Soil Water Content Variability. *Vadose Zone J.* 9, 1002–1013. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0173>
- Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H.J., Chanzy, A., Major, D.J., Brisco, B., Brown, R.J., 1997. Effect of surface soil moisture gradients on modelling radar backscattering from bare fields. *Int. J. Remote Sens.* 18, 153–170. <https://doi.org/10.1080/014311697219330>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall–runoff modelling. *Hydrol. Process.* 22, 629–642. <https://doi.org/10.1002/hyp.6629>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Naeimi, V., Bartalis, Z., Hasenauer, S., 2010. Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 7. <https://doi.org/10.5194/hessd-7-4113-2010>
- Campbell, G.S., 2006. Calibration and evaluation of the low-cost EC-5 soil moisture sensor.

- Chen, F., Crow, W.T., Ryu, D., 2014. Dual Forcing and State Correction via Soil Moisture Assimilation for Improved Rainfall–Runoff Modeling. *J. Hydrometeorol.* 15, 1832–1848. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0002.1>
- Chen, H., Yang, D., Liu, Y., Zhang, B., 2016. Data assimilation technique based on ensemble Kalman filter for improving soil water content estimation. *Nongye Gongcheng Xuebao/Transactions Chin. Soc. Agric. Eng.* 32, 99–104. <https://doi.org/10.11975/j.issn.1002-6819.2016.02.015>
- de Boor, C., 1978. A Practical Guide to Spline. <https://doi.org/10.2307/2006241>
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1994. Optimal Use of the SCE-UA Global Optimization Method for Calibrating Watershed Models. *J. Hydrol.* 158, 265–284. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Ebrahimi-Khusfi, M., Alavipanah, S.K., Hamzeh, S., Amiraslani, F., Neysani Samany, N., Wigner, J.-P., 2018. Comparison of soil moisture retrieval algorithms based on the synergy between SMAP and SMOS-IC. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 67, 148–160. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.12.005>
- El Hajj, M., Baghdadi, N., Zribi, M., Bazzi, H., 2017. Synergic Use of Sentinel-1 and Sentinel-2 Images for Operational Soil Moisture Mapping at High Spatial Resolution over Agricultural Areas. *Remote Sens.* 9. <https://doi.org/10.3390/rs9121292>
- ESA [WWW Document], 2018. URL <https://www.esa.int/ESA> (accessed 12.12.18).
- Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell, M., 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *J. Hydrol.* 210, 259–281. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00187-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00187-5)
- Fortin, J.P., Fitzback Josée, Villeneuve Jean-Pierre, Fortin Jean-Pierre, 2001. Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. I: Description of Model. *J. Hydrol. Eng.* 6, 91–99. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2001\)6:2\(91\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2001)6:2(91))
- Foumelis, M., Blasco, J.M.D., Desnos, Y.-L., Engdahl, M., Fernandez, D., Veci, L., Lu, J., Wong, C., 2018. ESA SNAP - Stamps integrated processing for Sentinel-1 persistent scatterer interferometry, in: 38th Annual IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2018, July 22, 2018 - July 27, 2018, International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc., pp. 1364–1367. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8519545>
- Fung, A.K., Li, Z., Chen, K.S., 1992. Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30, 356–369. <https://doi.org/10.1109/36.134085>
- Green, W.H., Ampt, G.A., 1911. Studies on Soil Physics. *J. Agric. Sci.* 4, 1–24.
- J. Rawls, W., L. Brakensiek, D., E. Saxton, K., 1982. Estimation of Soil Water Properties. *Trans. ASAE* 25, 1316–1320. <https://doi.org/10.13031/2013.33720>
- Jiang, D., Wang, K., 2019. The Role of Satellite-Based Remote Sensing in Improving Simulated Streamflow: A Review. *Water* 11. <https://doi.org/10.3390/w11081615>
- Kale, R., Sahoo, B., 2011. Green-Ampt Infiltration Models for Varied Field Conditions: A Revisit. *Water Resour. Manag.* 25, 3505–3536. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9868-0>
- Kornelsen, K.C., Coulibaly, P., 2013. Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications. *J. Hydrol.* 476, 460–489. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.044>

- Kumar, K., Hari Prasad, K.S., Arora, M.K., 2012. Estimation of water cloud model vegetation parameters using a genetic algorithm. *Hydrol. Sci. J.* 57, 776–789. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.678583>
- L. Brocca, T. Moramarco, F. Melone, W. Wagner, S. Hasenauer, S. Hahn, 2012. Assimilation of Surface- and Root-Zone ASCAT Soil Moisture Products Into Rainfall–Runoff Modeling. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 50, 2542–2555. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2177468>
- L. Cenci, P. Laiolo, S. Gabellani, L. Campo, F. Silvestro, F. Delogu, G. Boni, R. Rudari, 2016. Assimilation of H-SAF Soil Moisture Products for Flash Flood Early Warning Systems. Case Study: Mediterranean Catchments. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 9, 5634–5646. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2598475>
- Li, F., Crow, W.T., Kustas, W.P., 2010. Towards the estimation root-zone soil moisture via the simultaneous assimilation of thermal and microwave soil moisture retrievals. *Adv. Water Resour.* 33, 201–214. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2009.11.007>
- Li, Y., Grimaldi, S., Walker, J., Pauwels, V., 2016. Application of Remote Sensing Data to Constrain Operational Rainfall-Driven Flood Forecasting: A Review. *Remote Sens.* 8, 456. <https://doi.org/10.3390/rs8060456>
- Liu, Y., Weerts, A., Clark, M., Hendricks Franssen, H.-J., Kumar, S., Moradkhani, H., Seo, D.-J., Schwanenberg, D., Smith, P., Van Dijk, A., 2012. Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting: progresses, challenges, and emerging opportunities. Massari, C., Brocca, L., Tarpanelli, A., Moramarco, T., 2015. Data Assimilation of Satellite Soil Moisture into Rainfall-Runoff Modelling: A Complex Recipe? *Remote Sens.* 7. <https://doi.org/10.3390/rs70911403>
- Mein, R.G., Larson, C.L., 1973. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.* 9, 384–394. <https://doi.org/10.1029/WR009i002p00384>
- Moradkhani, H., Sorooshian, S., 2008. General Review of Rainfall-Runoff Modeling: Model Calibration, Data Assimilation, and Uncertainty Analysis, in: Springer, Water Science and Technology Library. pp. 1–24. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1_1
- NASA, 2000. Measuring Vegetation (NDVI & EVI) : Normalized Difference Vegetation INdex (NDVI).
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nguyen, H.T., Duchesne, S., Villeneuve, J.-P., Toumbou, B., Kokutse, N., 2018. Modélisation du régime hydrologique à l'échelle du bassin versant dans le cas de données restreintes : cas de la rivière Cau au Vietnam. *Rev. Sci. L'eau J. Water Sci.* 31, 201–215. <https://doi.org/10.7202/1054303ar>
- Oh, Y., 2004. Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42, 596–601. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.821065>
- P. C. Dubois, J. van Zyl, T. Engman, 1995. Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33, 915–926. <https://doi.org/10.1109/36.406677>
- Patil, A., Ramsankaran, R., 2018. Improved streamflow simulations by coupling soil moisture analytical relationship in EnKF based hydrological data assimilation framework. *Adv. Water Resour.* 121, 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.08.010>
-

- Pereira, A.R., Pruitt, W.O., 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agric. Water Manag.* 66, 251–257. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2003.11.003>
- Petropoulos, G.P., Ireland, G., Barrett, B., 2015. Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products & future trends. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* 83–84, 36–56. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.02.009>
- Rankinen, K., Karvonen, T., Butterfield, D., 2004. A simple model for predicting soil temperature in snow-covered and seasonally frozen soil: Model description and testing. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 8, 706–716.
- Rodriguez-Fernandez, N.J., de Rosnay, P., Albergel, C., Aires, F., Prigent, C., Richaume, P., Kerr, Y.H., Drusch, M., 2018. SMOS Neural Network Soil Moisture Data Assimilation, in: *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 22–27 July 2018, IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. *Proceedings. IEEE*, pp. 5548–51. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8519377>
- Rousseau, A., Savary, S., Tremblay, S., 2014. Adaptation du modèle HYDROTEL à la simulation de Crues Maximales Probables sur des grands bassins nordiques Cas du Complexe La Grande 91.
- Santi, E., Daboor, M., Pettinato, S., Paloscia, S., 2019. Combining Machine Learning and Compact Polarimetry for Estimating Soil Moisture from C-Band SAR Data. *Remote Sens.* 11. <https://doi.org/10.3390/rs11202451>
- Santi, E., Paloscia, S., Pettinato, S., Brocca, L., Ciabatta, L., Entekhabi, D., 2018. On the synergy of SMAP, AMSR2 AND SENTINEL-1 for retrieving soil moisture. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 65, 114–123. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.010>
- Srivastava, H.S., Patel, P., Sharma, Y., Naval Gund, R.R., 2009. Large-area soil moisture estimation using multi-incidence-angle RADARSAT-1 SAR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47, 2528–2535. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2018448>
- Thorsen, S.M., Roer, A., Van Oijen, M., 2010. Modelling the dynamics of snow cover, soil frost and surface ice in Norwegian grasslands. *Polar Res.* 29, 110–126.
- Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16, 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>
- Vereecken, H., Huisman, J.A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogaen, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J., 2014. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. *Determ. Soil Moisture Meas. Theor. Approaches* 516, 76–96. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061>
- Wang, C., Meng, Q., Zhan, Y., Peng, J., Wei, X., Yang, J., Li, J., 2015. Ground sampling methods for surface soil moisture in heterogeneous pixels. *Environ. Earth Sci.* 73, 6427–6436. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3866-5>
- Y. Oh, K. Sarabandi, F. T. Ulaby, 2002. Semi-empirical model of the ensemble-averaged differential Mueller matrix for microwave backscattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40, 1348–1355. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.800232>